

# **Modelación análoga de la evolución del relieve Cenozoico de la Península Ibérica: implicaciones en la dinámica cortical y litosférica.**



**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE CC. GEOLÓGICAS**  
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



**JAVIER FERNÁNDEZ LOZANO**

**2008**

## **- ÍNDICE -**

|   |           |
|---|-----------|
| <b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>   | <b>1</b>  |
| <b>2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN.....</b>  | <b>2</b>  |
| <b>2.1. Objetivos.....</b>  | <b>2</b>  |
| <b>3. TECTÓNICA CENOZOICA DEL MICROCONTINENTE IBERIA.....</b>                             | <b>3</b>  |
| <b>3.1. Deformación distribuida de gran escala.....</b>                                   | <b>5</b>  |
| <b>3.2. Elevaciones estructurales de la corteza superior.....</b>                         | <b>6</b>  |
| <b>3.2.1. Pirineos.....</b>   | <b>7</b>  |
| <b>3.2.2. El Sistema Central.....</b>   | <b>9</b>  |
| <b>3.2.2. Los relieves de la Meseta Sur - Sierra Morena.....</b>                          | <b>10</b> |
| <b>3.2.3. Elevaciones estructurales en el off-shore atlántico...</b>                      | <b>11</b> |
| <b>3.2.4. Corredores de desgarre.....</b>   | <b>14</b> |
| <b>3.2.5. La Cadena Ibérica.....</b>  | <b>15</b> |
| <b>4. EDAD DE LA DEFORMACIÓN Y TECTÓNICA ACTIVA.....</b>                                  | <b>16</b> |
| <b>5. EL RELLENO SEDIMENTARIO DE LAS CUENCAS CENOZOICAS.<br/>HUELLAS DE FISIÓN.....</b>   | <b>18</b> |
| <b>6. ESTADO DE ESFUERZOS ACTIVOS.....</b>  | <b>20</b> |
| <b>7. MODELOS ANÁLOGOS.....</b>   | <b>21</b> |
| <b>7.1. Introducción.....</b>   | <b>21</b> |
| <b>7.2. Revisión Histórica del Escalado y los Modelos Análogos en<br/>Compresión.....</b> | <b>22</b> |
| <b>7.3. Comportamiento Mecánico de las Rocas en la Naturaleza.....</b>                    | <b>25</b> |
| <b>7.4. Parámetros del Escalado.....</b>  | <b>28</b> |
| <b>7.5. Propiedades de los Materiales Utilizados.....</b>                                 | <b>31</b> |
| <b>7.5.1. Arena feldespática.....</b>   | <b>31</b> |
| <b>7.5.2. Silicona.....</b>   | <b>34</b> |
| <b>7.6. Planteamiento de los Modelos.....</b>   | <b>40</b> |

|  |    |
|--|----|
| 7.6.1. IBERIA-I.....   | 41 |
| 7.6.2. IBERIA-II.....  | 41 |
| 7.6.3. IBERIA-III.....   | 42 |
| 7.6.4. IBERIA-IV.....  | 42 |
| 7.7. Perfiles de Resistencia Litosférica.....  | 43 |
| 7.8. Deformación de los Modelos.....   | 45 |
| 7.8.1. Clasificación de estructuras frágiles.....  | 47 |
| 7.9. Límites y Restricciones de los Modelos Análogos.....  | 47 |
| 8. CONCLUSIONES DEL MODELADO ANÁLOGO.....  | 49 |
| 9. DISCUSIÓN. CONTRASTE ENTRE LOS RESULTADOS DE LA<br>MODELIZACIÓN Y LA TECTÓNICA CENOZOICA DEL MICROCONTINENTE<br>IBERIA..... | 50 |
| 10. BIBLIOGRAFÍA.....  | 52 |
| 11. ANEXOS.....  | 62 |

I would like to thank people that joined me during this hard and bumpy track that led to this Master thesis. Therefore, I hope that these few words could recognize their efforts. Since my parents and family, because they gave me the opportunity to study and being here today to read this piece of work. Belén, because she was always there, when problems were around. To my friends, Jalil and the others because they always listened to me. I should thank my “promoters”, Gerardo and Sierd for the opportunity to go abroad, my supervisors, Dimitrios and Ernst because they always show the perspective of my work. All the people from Amsterdam: Mohammed, Suzzane, Marteen, Felipe, Karen, Tadashi, Maria, Nico, Moud, Ibrahim, Silvan, Aud, Wiebcke, Cecile, Ron, Arno, Nynke, Boro, Fred and specially my lab-mates Stefan with whom I’ve spent most of the time and really we have enjoyed the pleasures of the lonely nights at the lab eating nice pizzas and talking about live and geology, of course I should mention Endre and the “almost” Spaniard John. I’m also very grateful and appreciate the patience and invaluable help and comments from Antonio who teach me a lot, Jose Luis, Ramón and Alfonso. To all of them and others that maybe I involuntarily forget, but they are still there, many thanks.

“Nothing can remain immense if it can be measured”

**Hannah Arendt (1958).**

*The Human Condition.*

## 1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años, la Península Ibérica ha sido considerada como un “laboratorio Natural”, donde los procesos geodinámicos internos y externos han tenido lugar desde el pasado más remoto hasta la actualidad (Cloetingh *et al.*, 2007). Los laboratorios naturales son regiones de la Tierra donde las interacciones entre los procesos geológicos y climáticos pueden caracterizarse, y cuantificarse, en un contexto geo-histórico (Handy, 2007). Se asume entonces que la apariencia y relieve final de Iberia es el resultado de la geometría, las dimensiones, la evolución y los procesos tectónicos, y que éstos están fuertemente interrelacionados.

Desde las últimas décadas, se han aplicado modelos de elementos finitos, así como analíticos y análogos, para entender y estudiar las transformaciones y mecanismos conductores que gobiernan la naturaleza, intentando explicar su relación con procesos geológicos, tanto en superficie, como en profundidad. Estas técnicas están fundamentadas en algunos principios o pasos que son descritos a continuación:

1) El análisis previo de estructuras en la naturaleza y la formulación ordenada de las hipótesis que pueden explicar los factores y mecanismos que influyen la evolución de los procesos observados.

2) La construcción del modelo, siempre teniendo en cuenta las propiedades de escalado, las consideraciones geométricas y estructurales y la naturaleza de la deformación. En realidad, es necesario elegir, de entre los diferentes materiales, aquellos que funcionan o se comportan de un modo similar al de las rocas en profundidad.

3) La interpretación de los resultados, conclusiones y contraste con las estructuras y los procesos naturales para verificar la validez de las hipótesis y del experimento.

En la modelación analógica se hace necesario asumir ciertas restricciones relacionadas con los procesos geodinámicos externos controlados por el clima (como la erosión) o los internos (como diferencias en gradientes térmicos, heterogeneidades a escala cortical, etc.). En cuyo caso se hace necesario la introducción de simplificaciones de tipo reológico; como, por ejemplo, variaciones de grosor de las capas de los modelos para cortezas con anomalías térmicas elevadas, o añadiendo zonas de debilidad donde la deformación se concentra (representadas por siliconas de diferentes características mecánicas) para intentar reproducir el comportamiento de zonas de inestabilidad previas.



## 2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

El modo de trabajo desarrollado para la modelación análoga de estructuras y deformaciones tectónicas exige la caracterización de unos objetivos iniciales a los que abordar desde la experimentación en laboratorio. Es, desde este punto de vista, absolutamente necesario parametrizar y definir un modelo de la dinámica cortical y litosférica de Iberia, así como definir sus implicaciones en la formación del relieve Cenozoico.

Partiendo de esta premisa se ha planteado realizar una serie de experimentos de modelación que permitan comparar los resultados obtenidos con la hipótesis del “Plegamiento Litosférico” en Iberia (Cloetingh *et al.*, 2002).

Los modelos fueron llevados a cabo en el *ISES Tectonic Laboratory* de la Universidad Libre de Amsterdam (Holanda), financiados por los proyectos *CGL2006-13926-C02-01 Topo Iberia Foreland* y *CSD2006-00041 TopoIberia*, ambos en el contexto de la idea de TOPOEUROPE.

### 2.1. Objetivos

En los últimos años el conocimiento de los procesos litosféricos que tienen lugar en el interior terrestre ha cobrado un especial interés. Así mismo, el estudio de la deformación intraplaca de Iberia revela la presencia de procesos que afectan al conjunto de la litosfera estando relacionados con la distribución de esfuerzos generados desde los bordes de placas (Vegas, 2005).

En este sentido hay dos hipótesis que mantienen un vivo debate para relacionar procesos que afectan al conjunto de la litosfera (sistema corteza-manto), entre ellas destacan las aportaciones de Vergés y Fernández (2006), Fulléa *et al.*, (2008) que proponen la distribución de masa en conexión con procesos de flujo de material rocoso en la corteza inferior, relacionados con las variaciones elevadas de los valores de flujo térmico que afectan a la zona del Surco de Valencia o la región de las Béticas. Por otro lado (Cloetingh *et al.*, 2002) proponen el desarrollo de pliegues litosféricos desacoplados de otros generados en la corteza superior, que De Vicente y Vegas (en prensa) suponen como respuesta al acortamiento “Pirenaico”.

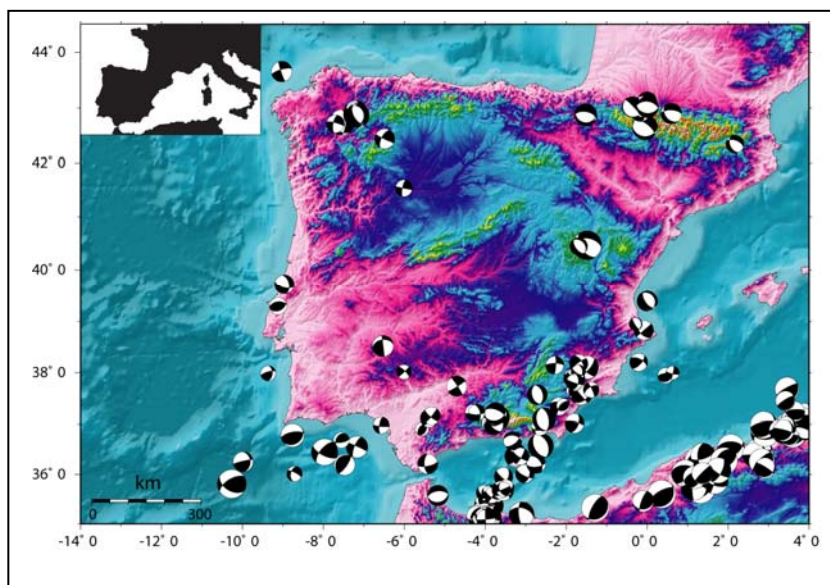
El objetivo a alcanzar, por tanto, puede esquematizarse de la siguiente manera:

- 1) reproducir desde los experimentos de laboratorio un modelo que explique de una manera clara, simple y concisa los procesos y estructuras litosféricas observables en la Península Ibérica.
- 2) Estudiar y entender la evolución del relieve de Iberia y su interrelación con los distintos niveles litosféricos (Corteza superior, corteza inferior y manto litosférico).

- 3) Observar los distintos tamaños y longitudes de onda de la deformación y su distribución a lo largo de toda la superficie del modelo.
- 4) Definir un modelo realista que pueda explicar la distribución de las estructuras corticales y su impronta en el relieve Ibérico.

### 3. TECTÓNICA CENOZOICA DEL MICROCONTINENTE IBERIA

La Península Ibérica se encuentra en una región de convergencia lenta de placas (2-5mm/a). El análisis de mecanismos focales de terremotos a lo largo de los límites de placas Norteamérica-Eurasia y Africa-Eurasia permite determinar los estados de esfuerzos actuales (p. Ej. De Vicente, 2000, Olaiz *et al.*, 2008 y referencias citadas). Fig.1.



**Fig.1. Mapa de mecanismos focales para la Península Ibérica obtenidos de Harvard, ETH, INGV italiano, IGN y el IAG andaluz (compilados por Olaiz, 2006), a partir de los cuales se obtiene el estado de esfuerzos.**

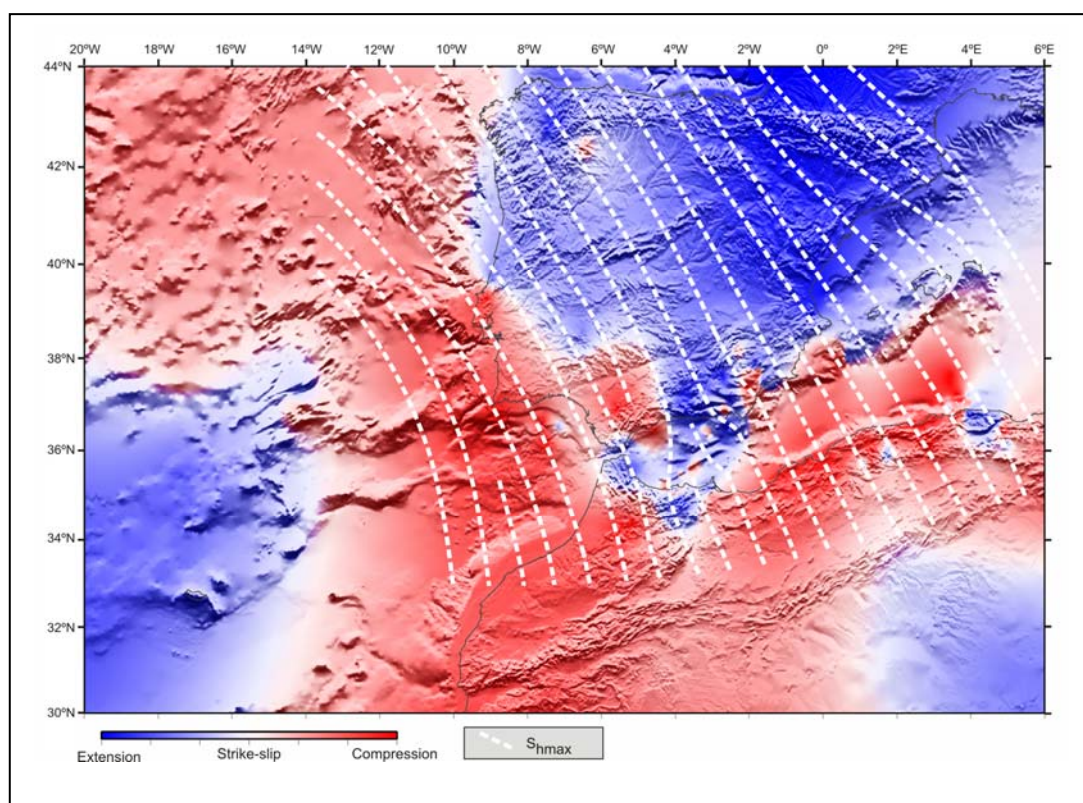
Por un lado la Dorsal Centro-atlántica, de dirección N-S y caracterizada por estructuras activas de componente normal, se encuentra segmentada por fallas transformantes E-O y produce un empuje en dirección N96°E (De Vicente *et al.*, 2007). Hacia el Sur se dispone el límite de placas entre África y Eurasia caracterizado, en su extremo más occidental, por la presencia de alineaciones volcánicas de dirección NO-SE que conforman la Dorsal de Terceira con estructuras NO-SE de tipo





extensional. Desde este punto y hacia el Este, se extiende la zona de fractura de la Falla Gloria con movimiento en la horizontal y una orientación de  $s_{hmax}$  N145°E. Hacia el contacto con el margen meridional ibérico y el continente africano se sitúa una zona de convergencia con una orientación de los esfuerzos máximos horizontales de N150°E. Desde este punto y hacia la zona de Argelia, los esfuerzos se mantienen en la misma dirección N150°E pero en régimen de desgarre, que en Argelia se transforma en compresión uniaxial.

En cuanto al interior peninsular, gran parte del mismo presenta una  $s_{hmax}$  NO-SE, sin embargo hacia Pirineos, la situación tensorial es controvertida. Así, mientras que hay autores que proponen un giro de  $s_{hmax}$  hacia N-S y NE-SO (Goula *et al.*, 1999; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2000; Jurado y Muller, 1997; Schindler *et al.*, 1998), recientes inversiones de esfuerzos a partir de mecanismos focales del tensor del momento sísmico determinan extensiones triaxiales con  $s_{hmin}$  perpendicular al relieve de la cadena (De Vicente *et al.*, 2007). Zonas en clara extensión son la Cadena Ibérica y el Surco de Valencia (Schindler *et al.*, 1998; De Vicente *et al.*, 2000; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente, 2006).Fig.2.



**Fig.2. Mapa de factor de forma para la Península Ibérica y Norte de África (véase explicación en el texto. Tomado de De Vicente *et al.*, 2008).**



### 3.1. Deformación distribuida de gran escala

La deformación a escala litosférica resulta de las fuerzas horizontales producidas en los bordes de las placas tectónicas dando lugar a la distribución de masas y densidades en el interior terrestre (Stapel, 1999). Esta deformación se distribuye hacia el interior continental generando campos de esfuerzo a escala regional que llegan a condicionar las variaciones puntuales en entornos intraplaca, donde la orientación de estructuras, tanto heredadas (estructuras variscas, rift mesozoico), como recientes funcionan acopladas al campo de esfuerzos actual, produciendo fracturación y plegamiento. El campo de esfuerzos presenta dos componentes claramente diferenciables, una relacionada con la presión litostática inducida por la columna de material rocoso y otra componente desviatoria relacionada con fuerzas horizontales que actúan en los bordes de placas.(Stapel, 1999)

La deformación que tiene lugar en el entorno intraplaca es el resultado de la superación de los esfuerzos mínimos que gobiernan el comportamiento frágil-dúctil del sistema corteza-manto. Dicho límite se encuentra definido por la estructura térmica de la litosfera y varía con la profundidad (Goetze y Evans, 1979; Ranalli, 1995).

Desde este punto de vista, las grandes cadenas montañosas y cuencas que se observan a lo largo de la geografía de la Península Ibérica parecen distribuirse según directrices congruentes con la convergencia N-S que tuvo lugar durante el Oligoceno-Mioceno inferior a lo largo de la Cordillera Cantábrica - Pirineos (De Vicente y Vegas, 2008).

Parte de esta convergencia se acomoda mediante pliegues corticales que afectan al zócalo varisco de dirección E-O a ENE-OSO, así como por la reactivación de corredores de desgarres lateral izquierdos NNE-SSW y lateral derechos NO-SE. Otra parte de la convergencia se absorbe mediante la inversión del Rift Mesozoico Ibérico que dio lugar a la Cadena Ibérica. Esta inversión produce un acortamiento cortical oblicuo desarrollando dos zonas de cizalla lateral derecha de dirección NO-SE (las Ramas Aragonesa y Castellana). Este tipo de acomodación de la deformación lleva a De Vicente y Vegas, (2008) a proponer un modelo de cizalla pura N-S en el que el acortamiento cortical se resuelve verticalmente mediante el desarrollo de cadenas montañosas y cuencas sedimentarias asociadas.



### 3.2. Elevaciones estructurales de la corteza superior

El relieve Ibérico se caracteriza por la presencia de cadenas montañosas de dirección E-O regularmente distribuidas. Este patrón ha sido relacionado con procesos de rotación de bloques (Vegas *et al.*, 1990), procesos extensionales (Doblas, 1991) o más recientemente “pop-ups” de escala cortical (De Vicente, 2004) relacionados con pliegues litosféricos (Cloetingh *et al.*, 2002). Los resultados de sismica de reflexión y refracción llevados a cabo en áreas de la geografía española como el Sistema Central, o la Cordillera Cantábrica muestran que estas cadenas se encuentran elevadas a partir de estructuras frágiles que en algunos casos llegan a penetrar hasta despegar en la corteza inferior (15-34 km de profundidad), dando lugar a amplias elevaciones estructurales que alcanzan hoy en día más de 2500 m. Este tipo de estructuras se pueden reconocer también en el off-shore atlántico y en la plataforma ibérica. A continuación vamos a describir las principales elevaciones estructurales que se extienden a lo largo de la geografía ibérica. Fig.3.

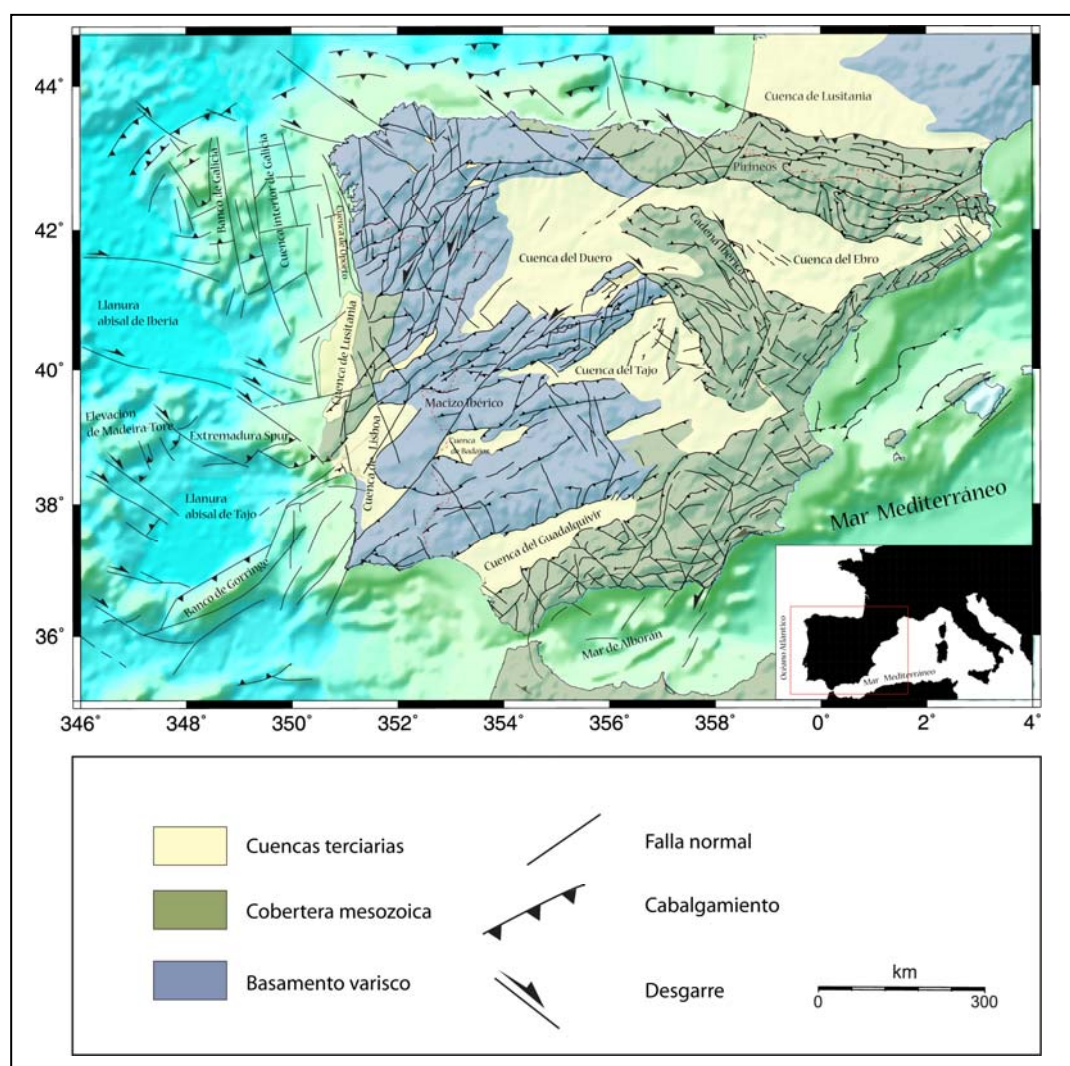


Fig.2. Mapa geológico y tectónico simplificado para la Península Ibérica.

### 3.2.1. Pirineos

La Cordillera Pirenaica es una cadena interplacas (hoy intraplaca) de doble vergencia que se extiende desde el extremo más oriental del borde N de la Península Ibérica (Cataluña) hasta Galicia al O. En ella podemos reconocer al menos tres dominios de características geológicas diversas:

El sector más occidental es el correspondiente a las elevaciones de basamento del Macizo Gallego, al O del Sistema de Fallas de Vilariça con un basamento Paleozoico constituido por rocas metasedimentarias, vulcanitas, rocas ígneas así como rocas de afinidad mantélica de procedencias y edades termo-tectónicas diversas (Arenas *et al.*, 1986); sin cobertera mesozoica y con algunas cuencas cenozoicas, generalmente ligadas a escalones contractivos en desgarres.

Un dominio central constituido por la Cordillera Cantábrica donde afloran materiales paleozoicos de metamorfismo de bajo grado y escasas rocas ígneas, series mesozoicas poco potentes y sedimentos cenozoicos restringidos a cuencas interiores como las de Oviedo o las de la Sierra de Cantabria, más al Este.

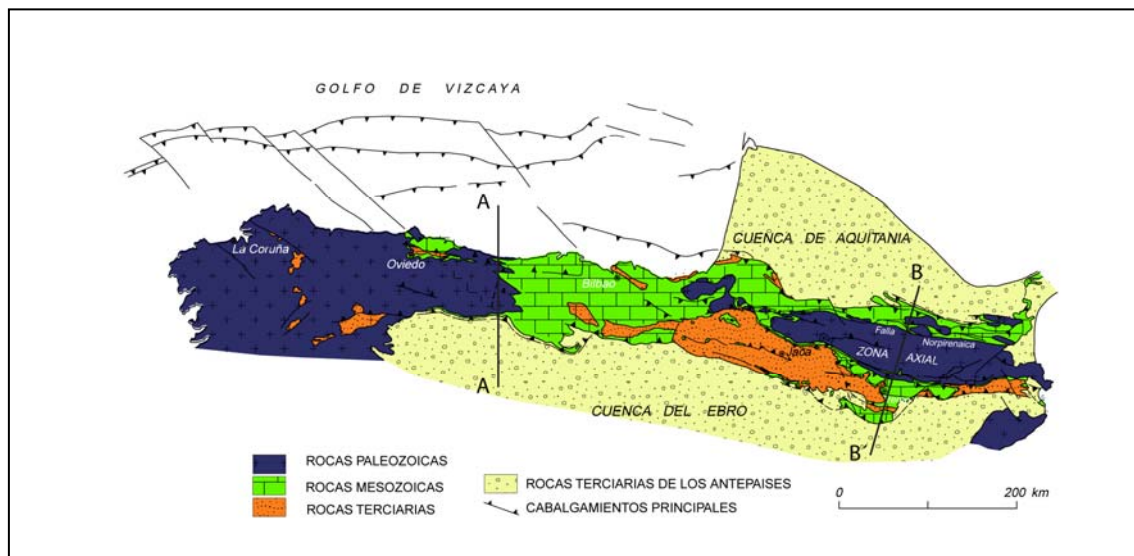
El sector más oriental lo forman los Pirineos (S.S) extendiéndose a lo largo de 400 km y se caracteriza por la presencia de materiales paleozoicos que constituyen el núcleo de la cadena y una serie de afloramientos mesozoicos potentes que cabalgan sobre las cuencas intramontañosas o directamente sobre las cuencas del Ebro al S y Aquitania al N.

Datos de huellas de fisión obtenidos por Martín-González, (2006), muestran una compleja historia tectonotermal para los dominios occidental y central de la cadena, que abarca desde la intrusión de granitoides variscos y su enfriamiento en niveles subcorticales hasta tres episodios más, relacionados con el rifting Jurásico-Cretácico, cuando se produce un calentamiento asociado a la apertura del Atlántico. Otro episodio de calentamiento conectado con el evento de colisión entre Europa e Iberia en el Paleógeno y un evento de enfriamiento que abarca desde el Eoceno hasta la actualidad y que ha sido relacionado con los procesos de exhumación que se producen durante la etapa de mayor actividad del ciclo alpino.

Los datos de sísmica reflexión ESCIN-3 y ESCIN-4 muestran la estructura profunda de la corteza en la margen de la Plataforma Cantábrica de hasta 30 km de espesor, identificando un prisma de acreción hacia la transición continente-océano (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996) y la presencia de una delaminación y subducción de la corteza hacia el norte (Gallastegui, 2000). Por otra parte, el perfil ESCIN-2 llevado a cabo en el interior continental, hacia la transición entre el Borde Cantábrico con la Cuenca del Duero, muestra una estructura cortical engrosada y el desarrollo de una raíz por deslizamiento hacia el S de la corteza inferior del margen noribérico levantada por un conjunto de cabalgamientos de bajo buzamiento y vergencia sur que enraízan hacia los 15 km de profundidad (Gallastegui, 2000) produciendo una pequeña carga flexural sobre la cuenca del Duero.

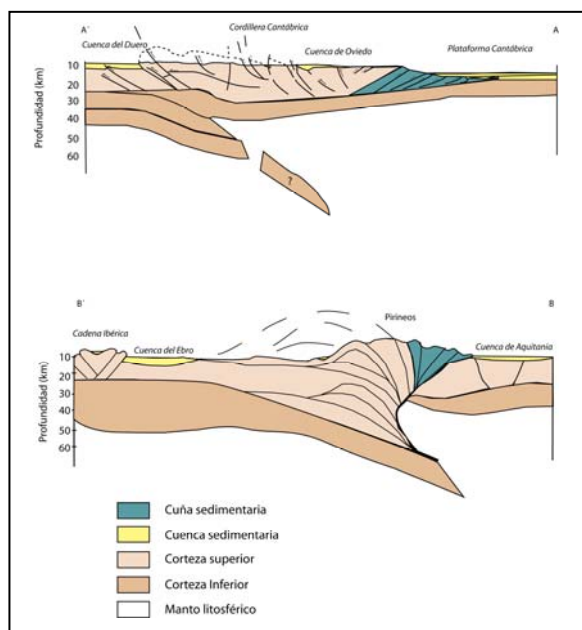


En la zona de los Pirineos, los perfiles de reflexión y refracción ECORS y las secciones tomográficas (Choukroune, 1972; Choukroune *et al.*, 1973; Sibuet *et al.*, 2004; Teixell, 1998) muestran una cadena de doble vergencia asimétrica con engrosamientos corticales de hasta 50 km, que permiten desvelar que la falla Nordpirenaica no atraviesa toda la corteza sino que queda interrumpida por el frente de cabalgamiento nordpirenaico y que la corteza Ibérica se introduce bajo la placa Europea, que mantiene una profundidad del Moho constante. Fig.4



**Fig.4. Mapa geológico y estructural simplificado de la Cordillera Cantábrica y Pirineos. (Modificado de Teixell, 2000).**

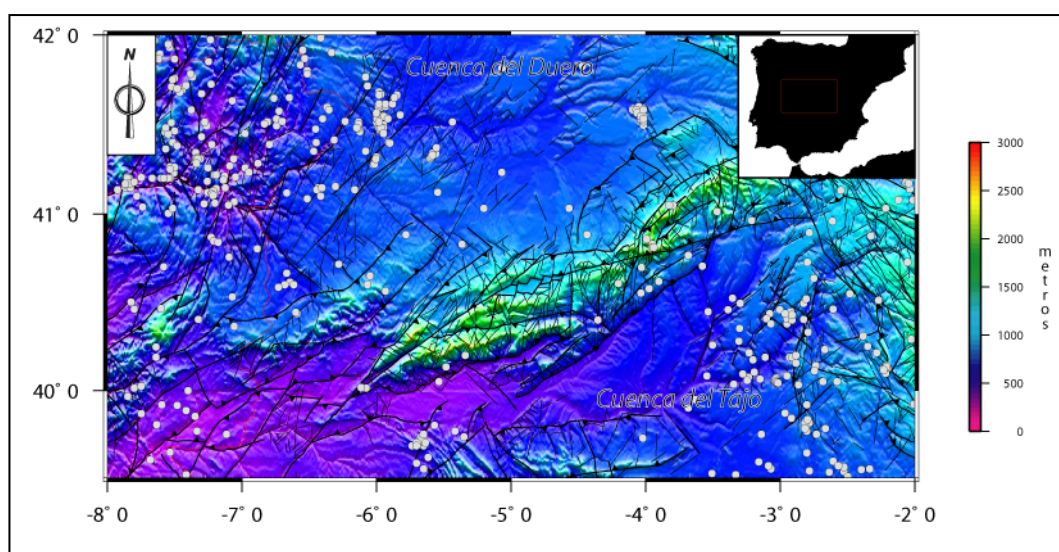
En toda la zona Cantábrica la sismicidad resulta moderada y en general se concentra en la zona de Galicia y los Pirineos sensu stricto, con muy baja actividad a lo largo del sector central. Fig.5



**Fig.5. Cortes esquemáticos a lo largo de los perfiles A-A' y B-B' de la figura 4, mostrando la estructura en profundidad de los márgenes occidental y oriental de la Cordillera Cantábrica (Modificado de Sibuet *et al.*, 2004 y Gallastegui, 2000).**

### 3.2.2. El Sistema Central

El Sistema Central constituye un relieve montañoso Cenozoico de dirección E-O a NE-SO con doble vergencia que se extiende por el centro peninsular a lo largo de más de 700 km extendiéndose desde España hasta la costa atlántica portuguesa. Ha sido considerado, desde el punto de vista tectónico, como una cadena intraplaca de “piel gruesa” con una geometría de antifórme en la corteza superior con engrosamiento en la corteza inferior mediante cabalgamientos que bordean la cadena a lo largo de su extremo Norte y Sur (Cabalgamientos del Borde Norte y Sur respectivamente). (De Vicente et al., 2004). Fig.6.



**Fig.6. Mapa estructural del Sistema Central con la topografía y la sismicidad (obtenida del catálogo de terremotos del IGN desde 2005 hasta 2008).**

De norte a Sur se encuentra bordeado por las Cuencas Cenozoicas del Duero y el Tajo que se encuentran rellenas de materiales siliciclásticos en sus márgenes y depósitos evaporíticos en su parte central (Tejero *et al.*, 2006). Hacia el Este se extiende la rama castellana de la Cadena Ibérica cuyo enganche con el Sistema Central se produce mediante numerosas fallas en dirección de orientaciones NO-SE que parecen transferir la deformación entre las fallas de borde que elevan el Sistema Central (De Vicente, 1996). Así mismo por el Oeste se continúa hasta conectar en territorio portugués con el off-shore Atlántico (Serra da Estrela, Montejunto). El basamento varisco que lo constituye está compuesto principalmente por granitos y rocas metamórficas de grado medio a alto con una cobertera de materiales mesozoicos sólo en su extremo más occidental.

Desde el punto de vista sismotectónico, se trata de una cadena que presenta sismicidad poco profunda y difusa de actividad moderada a baja y restringida a los bordes e interior de las cuencas, principalmente la del Tajo.





Los perfiles sísmicos muestran un espesor de la litosfera de entre 80 y 90 km situándose la profundidad del Moho cercana a los 34 km (Stapel, 1999). La corteza superior aparece elevada unos 2.5 km mientras que en profundidad la corteza inferior sufre un engrosamiento de hasta 5 km (Suriñach y Vegas, 1988; Vegas *et al.*, 1990) reflejando la estructura general en “pop-up” de la cadena (De Vicente, 2004, 2007). Fig.7.

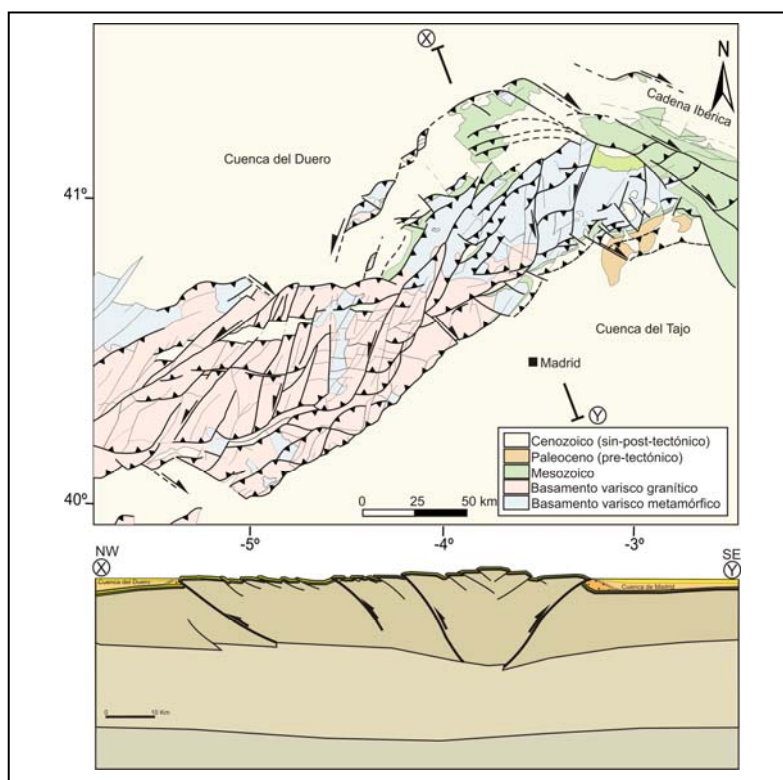


Fig. 7. Corte esquemático reflejando la estructura en profundidad del Sistema Central Español. (Modificado de De Vicente y Vegas, 2008).

### 3.2.3. Los relieves de la Meseta Sur - Sierra Morena

Los relieves de las Sierras de Guadalupe, Montánchez y Montes de Toledo con orientación NE-SO a E-W se corresponden con una elevación de basamento a favor de un cabalgamiento intraplioceno con geometría de rampa monoclinial y vergencia SO segmentado a lo largo de fallas de transferencia de dirección N30° (Álvarez *et al.*, 2004). En el borde de la cadena aparecen una serie de abanicos aluviales que caracterizan los típicos depósitos rojizos de “raña”. Esta configuración afecta a la red fluvial de manera que se producen basculamientos hacia el NO del basamento hercínico del bloque de Guadalupe Montánchez así como de los depósitos neógenos de la Cuenca del Guadiana (Rodríguez Vidal *et al.*, 1988).

La evolución cenozoica de Sierra Morena ha sido muy poco estudiada. Presenta una dirección NE-SO y se extiende a lo largo de 400 km de longitud en el Sur



peninsular. Desde el punto de vista geológico constituye una elevación de basamento precámbrico y varisco levantado durante el ciclo alpino.

Datos recientes de sismica de reflexión obtenidos por el proyecto IBERSEIS han proporcionado una buena imagen de la estructura de la corteza terrestre y manto superior en este sector (Simancas *et al.*, 2003). De estos se infiere la existencia de gran cantidad de reflexiones en la corteza superior caracterizada por una serie de cabalgamientos que se unen en profundidad, y un engrosamiento de la corteza inferior, manteniendo el moho una disposición cuasi-horizontal. También es claramente visible el adelgazamiento cortical que se produce desde el margen más oriental, donde predominan espesores entorno a 34 km y cómo este disminuye hacia los 20 km en su borde más suroccidental.

Esta estructuración de la litosfera, en la que el límite corteza-manto es horizontal, podría estar relacionada con el ajuste isostático que ha sufrido la cordillera tras la exhumación de la cadena a finales de la orogenia varisca, (aunque la resolución de los perfiles sísmicos llevados a cabo en la zona no muestran variaciones de escasos kilómetros que podrían mostrar ondulación del Moho). Mientras, el levantamiento alpino que sufre el macizo, viene a estar compensado por la distribución de masa al nivel de la corteza inferior dúctil y el levantamiento de bloques en la corteza superior que infringen la configuración final de la cadena montañosa en superficie.

#### **3.2.4. Elevaciones estructurales en el off-shore atlántico**

Hay tres alineaciones estructurales que son claramente visibles desde los mapas de batimetría para el off-shore Ibérico en su margen atlántica (Fig.8).

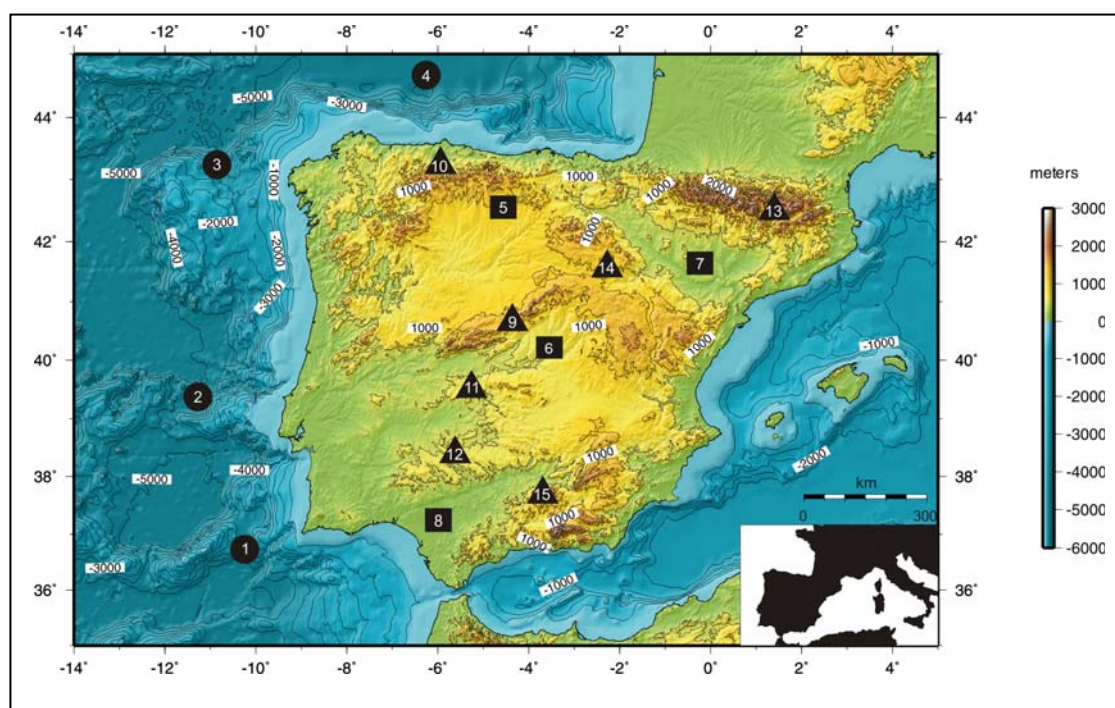
- Banco de Galicia: El margen de Galicia constituye un margen continental no volcánico cuyo origen se remonta a los primeros comienzos de la apertura del Atlántico durante el Jurásico. En general las estructuras heredadas de dirección N-S a NNO-SSE condicionan su evolución reciente.

Los datos de sismica muestran un adelgazamiento progresivo del margen desde tierra hacia la dorsal Atlántica, caracterizando una corteza adelgazada constituida por rotación de bloques asociados a un proceso de cizalla pura. Los datos de anomalías gravimétricas de Bouguer muestran una undulación negativa relacionada con el bloque continental del Banco de Galicia y valores relativos positivos elongados que se corresponden con la exhumación de rocas peridotíticas y la Cuenca Interior de Galicia (Druet *et al.*, 2004).

- Extremadura Spur: Se trata de una elevación estructural de dirección O-E que enlaza de manera continua con el interior peninsular a través del Sistema



Central Portugués. Este espolón separa la Llanura Abisal de Iberia al norte de la Llanura Abisal del Tajo al sur. Datos recientes de funciones recibidas a través de telesismos muestran una corteza adelgazada para este sector de entre 15 y 10 km extendiéndose desde la plataforma portuguesa hacia la dorsal atlántica (Marone, 2003). El origen de esta elevación no está aún bien determinado, pero coincide con pequeñas alineaciones volcánicas hacia el oeste, al menos hasta el contorno de 2000 m (ver Fig., Pinheiro *et al.*, 1996).

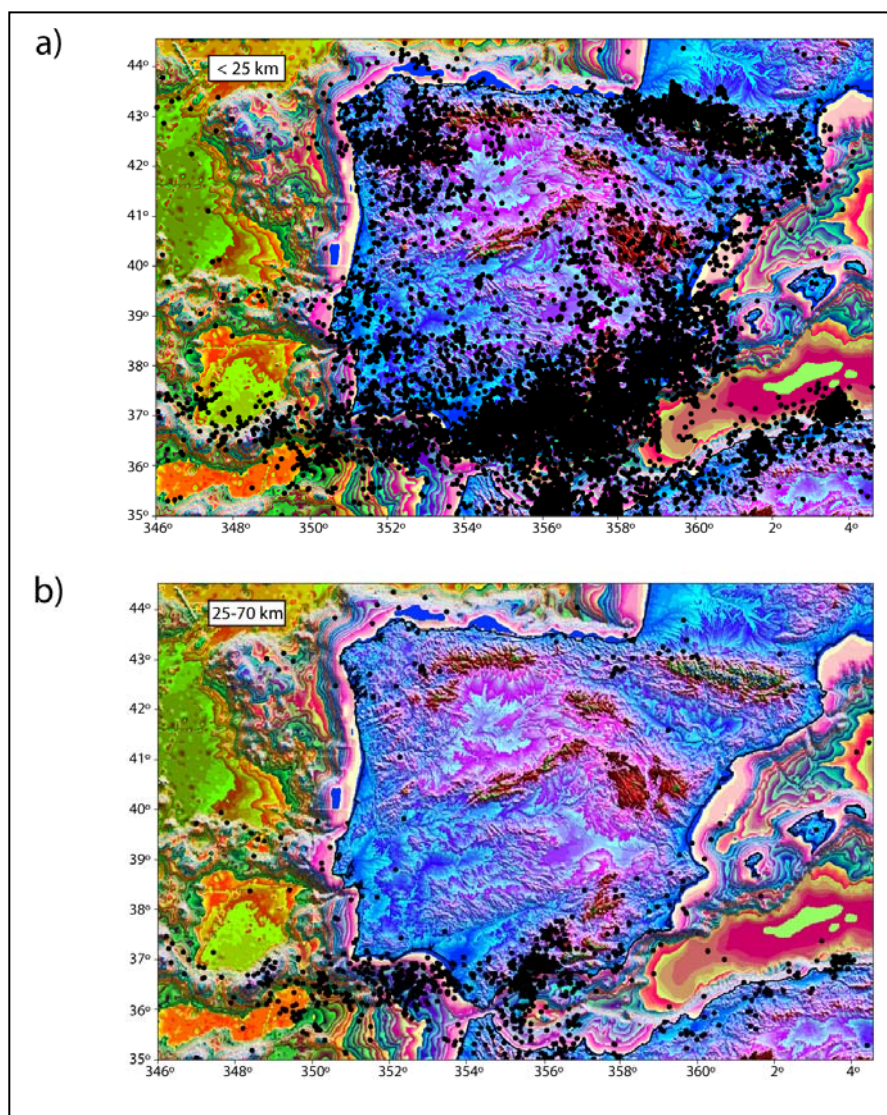


**Fig.8. Mapa de contornos topográficos de la Península Ibérica y plataforma adyacente. Círculos: principales estructuras en el “off-shore”, 1) Banco de Gorringe, 2) Espolón de Extremadura, 3) Banco de Galicia, 4) Golfo de Vizcaya. Cuadrados: cuencas intraplaca, 5) Cuenca del Duero, 6) Cuenca del Tajo, 7) Cuenca del Ebro, 8) Cuenca del Guadalquivir. Triángulos: principales alineaciones montañosas en el entorno intraplaca, 9) Sistema Central, 10) Cordillera Cantábrica, 11) Sierra de Guadalupe-Montánchez-Montes de Toledo, 12) Sierra Morena, 13) Pirineos, 14) Cordillera Ibérica y 15) Béticas.**

- Banco de Gorringe: Esta alineación separa la Llanura Abisal del Tajo de la de Horseshoe. Su origen se interpreta como una corteza oceánica heredada del rifting jurásico levantado durante la orogenia Alpina por un cabalgamiento que se extiende por su borde norte (Pinheiro *et al.*, 1996). Recientemente, modelos gravimétricos obtenidos por Jiménez-Munt *et al.*, (2008) para un transecto NO-SE a lo largo del Banco muestran un engrosamiento cortical con adelgazamiento hacia el Sur.

En cuanto a la sismicidad off-shore podemos concluir que la actividad es moderada y se presenta distribuida a lo largo de las elevaciones estructurales anteriormente comentadas con unas directrices E-O preferentes, aunque debido a que la mayor parte de los terremotos se suceden en corteza oceánica y a que la distribución de estaciones sísmicas de registro se encuentra restringida al interior peninsular, la localización tanto vertical como horizontal no es del todo buena.

En todos ellos es evidente una localización de los terremotos en la parte superior de la corteza, sin embargo por encima de los 25 km tan solo el Banco de Gorringe, adyacente al borde de placas activo entre Ibéria-África presenta sismicidad profunda, con escasos episodios en el Banco de Galicia y el Extremadura Spur. Fig.9.



**Fig.9. Mapa de sismicidad para eventos a) < 25 km y b) entre 25-70 km. Obsérvese el patrón rectilíneo de los epicentros a lo largo de las alineaciones E-O en el “off-shore” atlántico.**

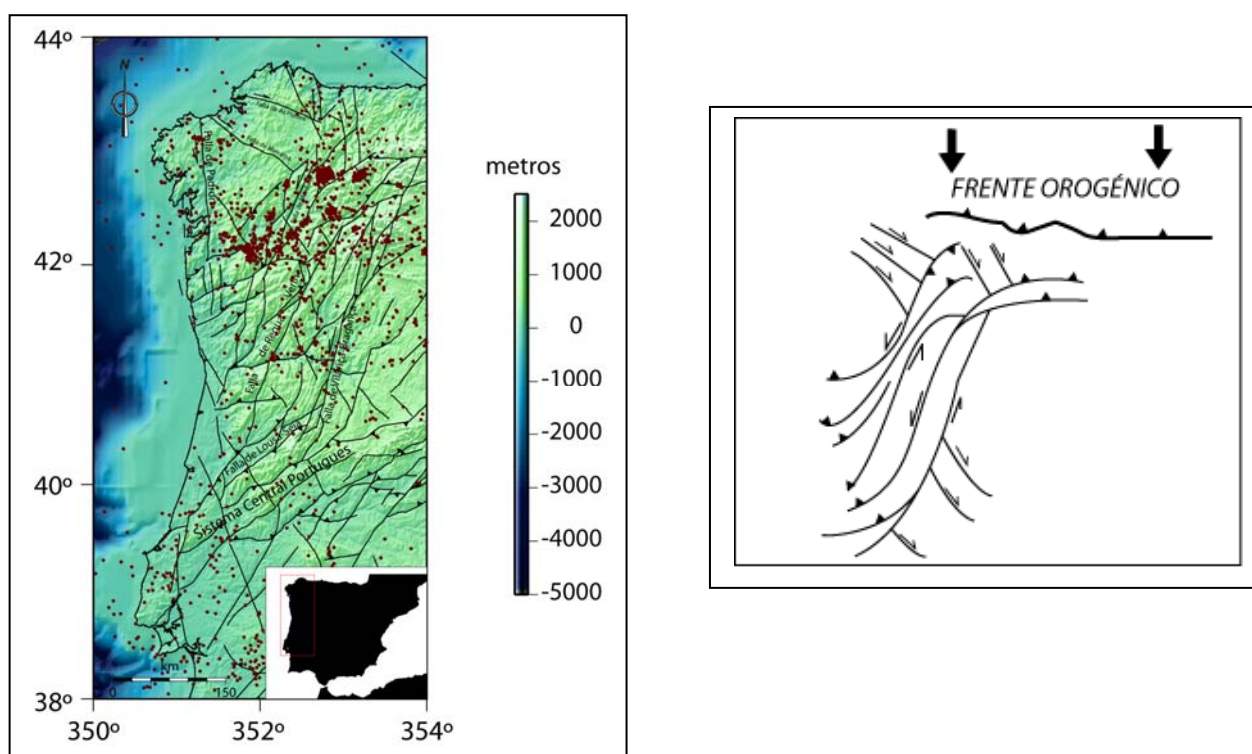




### 3.2.4. Corredores de desgarre de la fachada atlántica

El noroeste-oeste peninsular se caracteriza por la presencia de un conjunto de lineamientos de dirección principal NNE-SSO, NO-SE y N-S que surcan el basamento varisco. Estos corredores de fallas son citados por primera vez por Vegas *et al.*, (2004) como fallas que “transfieren” la deformación desde la Cordillera Cantábrica hasta el Sistema Central.

Entre estos caben destacar los sistemas de fallas de Vilarica (Bragança - Vilarica-Manteigas) con una longitud de más de 200 km, Regua (Verin-Regua-Penacova) y la Falla de Monforte, todas ellas con desplazamientos laterales inversos y que trasladan la deformación hacia el S, desde la Cordillera Cantábrica hacia el Sistema Central (Serra da Estrela) (De Vicente y Vegas, en prensa). Junto a estas fallas aparecen un conjunto de lineamientos con desplazamiento lateral derecho y orientación N110-140E en cuyos escalones contractivos se forman pequeñas cuencas (sistemas en terminación transpresiva) como las de As Pontes o Pedroso (Santanach, 1994). Fig.10.



**Fig.10. Estructura general del borde Noroeste de la Península Ibérica y mapa estructural con la sismicidad.** (Datos de epicentros 2005-2008 obtenidos del IGN, esquema tectónico modificado de De Vicente y Vegas en prensa).

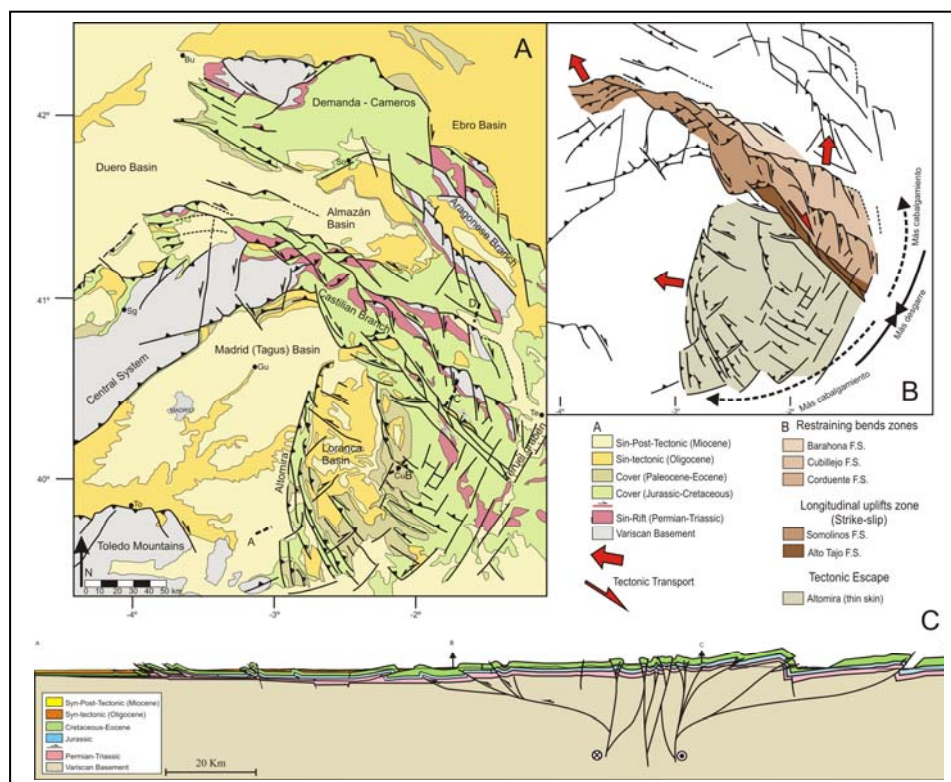
En general la sismicidad se encuentra distribuida a lo largo de estos corredores de fallas y tiende a ser baja a moderada con mecanismos de falla de desgarre y normal.

### 3.2.5. La Cadena Ibérica

La Cadena Ibérica es una cadena intraplaca de dirección NO-SE a NNO-SSE que se extiende por el interior peninsular. Su estructura general se relaciona con la inversión del rift Mesozoico durante la etapa compresiva que tuvo lugar durante el Paleogeno y el Mioceno Inferior como resultado de la convergencia entre las placas Africana e Ibérica (Guimerá *et al.*, 2004).

En general, el grano estructural varisco de dirección N-S no juega un papel relevante en el proceso de inversión posterior, siendo las orientaciones NO-SE, relacionadas con el rifting Permo-Triásico, y las E-O Cretácicas, las que juegan un rol destacado durante la compresión Cenozoica (Alvaro *et al.*, 1979; Sopeña, 2004; De Vicente y Vegas, 2008).

Por su geometría oblicua, podemos concluir que la disposición de la cadena corresponde a la inversión oblicua de un rift caracterizada por la partición de la deformación a lo largo de fallas de componente lateral derecha con terminaciones y escalones compresivos donde asoman los núcleos paleozoicos que cabalgan sobre sedimentos Cenozoicos. Fig.11.



**Fig.11. A) Mapa tectónico de la deformación Cenozoica de la rama Castellana de la Cadena Ibérica y geológico simplificados con corte esquemático de la estructura en profundidad. B) Interpretación tectónica y principales sub-unidades con direcciones de transporte tectónico. C) Corte esquemático mostrando una estructura en flor positiva de la Cadena Ibérica. (Tomado de De Vicente y Vegas, 2008).**



#### 4. EDAD DE LA DEFORMACIÓN Y TECTÓNICA ACTIVA

Las reconstrucciones cinemáticas llevadas a cabo por Srivastava *et al.* (1990), Ziegler, (1988) muestran cómo durante la mayor parte del Cretácico, la Placa Ibérica se movió de forma independiente. Desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno Superior pasó a formar parte de la Placa Africana pasando el Golfo de Vizcaya a formar parte del límite de placas entre África y Eurasia (84-42 Ma.). El margen cantábrico en ese momento sufre una subducción de doble polaridad (en su sector occidental subduce corteza oceánica del Golfo de Vizcaya hacia el Sur, mientras que hacia el este, en lo que serán los Pirineos se produce la subducción de corteza continental ibérica bajo la placa Euroasiática) (De Vicente, 2004; Ziegler, 1988; Sibuet, *et al.*, 2004). Desde el Eoceno Superior hasta el Mioceno Inferior (42-24 Ma.) la Placa Ibérica se mueve independientemente a lo largo del Surco de King-Pirineos al N, alcanzándose el pico compresivo durante el Eoceno Superior en los Pirineos con un acortamiento NNO-SSE a N-S, momento en el que el relieve Ibérico actual comienza a tomar forma. La transmisión de los esfuerzos desde el borde de placas Pirenaico resulta en de la formación de grandes pliegues a escala litosférica desarrollados desde los niveles más dúctiles (corteza inferior y manto superior) y en la deformación de la corteza superior con una menor longitud de onda (Vegas *et al.*, 2004; De Vicente *et al.*, 2005; De Vicente y Vegas, en prensa).

Desde ese momento hasta el Oligoceno inferior la zona de fractura Azores Gibraltar tuvo movimiento relativo pequeño. Durante el Neógeno, se reconocen varios cambios en la dirección de los esfuerzos, desde una orientación NNE (Oligoceno superior-Burdigaliense), NNO (desde el Langhiense al Tortoniense inferior) y hasta NO desde el Tortoniense superior- actualidad (De Vicente, 2004).

Para poder comparar la relevancia entre las dos etapas de convergencia que tuvieron lugar durante la Orogenia Alpina en la Península Ibérica es necesario la obtención de información geológica a partir de datos de campo (dataciones geoquímicas, huellas de fisión, así como datos estructurales, sedimentológicos y paleontológicos). De todos ellos los de huellas de fisión resultan de gran ayuda a la hora de conocer los procesos de exhumación relacionados con levantamientos tectónicos que han tenido lugar durante el ciclo alpino.

A partir de los resultados obtenidos por este tipo de análisis, Martín-González (2006) propone tres eventos térmicos para el borde noroccidental de la Península. El primero correspondería a un evento de calentamiento producido durante el Jurásico y el Cretácico Inferior relacionado con la apertura del Atlántico, seguido por un segundo evento de calentamiento conectado con la etapa de colisión durante el Cretácico superior y el Paleógeno inferior, si bien es cierto que la apertura del Golfo de Vizcaya se extendió desde finales del Cretácico inferior hasta aproximadamente 80 Ma. y que el evento de máxima compresión pirenaica con doble polaridad de subducción (desde la margen cantábrica s.s. con polaridad sur, hasta los pirineos con polaridad norte) se extendió desde los 40Ma. (Luteciense) hasta los 19 Ma. (Mioceno Inferior). Finalmente



se propone una etapa de enfriamiento relacionada con la exhumación de la cadena durante el Paleógeno y que se extiende hasta tiempos recientes (Álvarez-Marrón, 1997; Sibuet *et al.*, 2004).

Datos de huellas de fisión obtenidos por Del Río, *et al.*, (2006), establecen el momento de inversión tectónica de la cuenca de Cameros, situada en el extremo noroccidental de la Cadena Ibérica, alrededor de 40 Ma., definido por un aumento de la tasa de enfriamiento.

Para el Sistema Central Español, (De Bruijne y Adriessen, 1999) obtienen una edad de levantamiento para la parte NE de hacia 45 Ma. con erosión y sedimentación hacia la Cuenca de Madrid de conglomerados (proximales) y facies lutíticas hacia el ápice. El inicio de la convergencia entre Eurasia e Iberia debida a la apertura del Atlántico se caracteriza por la presencia de esfuerzos dirigidos en dirección NNO-SSE desde finales del Mesozoico y comienzos del Paleógeno. Durante el Oligoceno (30 Ma.) la compresión NNO-SSE lleva a movimientos de transferencia y plegamiento de los materiales mesozoicos, creando relieves residuales con relleno de cuencas locales. Si bien es cierto que la etapa de mayor levantamiento (1000-5000 m) se produjo durante el Mioceno (12 Ma.).

La Cordillera Costero Catalana presenta una evolución algo más compleja, mostrando picos positivos de temperatura desde el Jurásico hasta el Cretácico con una rápida fase de enfriamiento durante la fase de compresión Pirenaica y hacia el límite Oligoceno-Mioceno asociado a la fase de exhumación producida durante la etapa de apertura del Surco de Valencia (Juéz-Larré y Adriessen, 2006).

Datos geológicos de campo obtenidos por Casas y Faccenna, (2002) muestran un patrón similar en cuanto a edades de la deformación en el antepaís Ibérico que sintetizan la evolución de la Placa Ibérica desde el Jurásico hasta la actualidad. Fig.12.

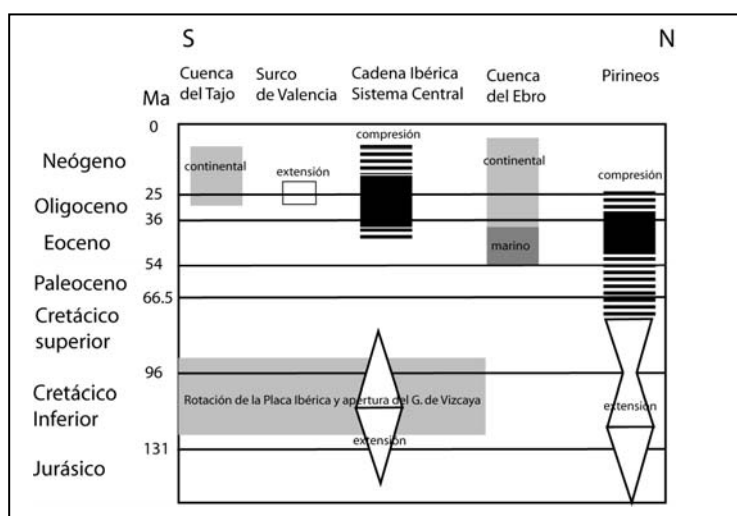


Fig.12. Cronograma de eventos tectónicos para diversos sectores de la Península Ibérica (Modificado de Casas y Faccenna, 2002).



Los resultados de estos estudios permiten concluir que los relieves montañosos del interior peninsular (fuera de las Béticas) son el resultado del acortamiento de orientación N-S sufrido por la Microplaca Ibérica durante el ciclo Pirenaico de la Orogenia Alpina (relacionado con la inversión del rift mesozoico y estructuras variscas heredadas, así como con “buckling” litosférico que desarrollaría levantamientos de bloques que componen los principales macizos y cadenas). Por lo tanto, el ciclo “Bético” posterior tiene un papel marginal en la creación del relieve Ibérico (De Vicente y Vegas, en prensa).

## 5. EL RELLENO SEDIMENTARIO DE LAS CUENCAS CENOZOICAS. HUELLAS DE FISIÓN

Civis, (2004), realiza una clasificación según aquellas cuencas que están asociadas a los momentos compresivos máximos y que se localizan en las proximidades de las cordilleras Béticas y Pirenaicas y cuyos sedimentos se encuentran muy deformados. Un segundo tipo asociado a la apertura del surco de Valencia durante el Oligoceno y que daría lugar a una disposición escalonada de cuencas paralelas a la costa mediterránea y un tercer tipo, cuyos sedimentos se encuentran muy poco deformados y que aparecen asociadas al levantamiento de bloques del basamento varisco y que estarían constituidas por las cuencas del Duero, Tajo y Guadalquivir (abiertas al atlántico) o el Ebro (abierta al Mediterráneo).

En este trabajo nos vamos a referir tan solo a aquellas cuencas de mayor extensión, localizadas entre los principales relieves estructurales:

- *Cuenca del Duero*: sus sedimentos, generalmente aparecen concordantes sobre materiales del cretácico superior hacia el este y discordantes sobre rocas del basamento varisco hacia el oeste y sur (De Vicente *et al.*, 2007). Durante el Eoceno Medio (Rhenaniense) la actividad se concentra en el borde norte y oeste dando lugar a cuencas alargadas y distribuidas a lo largo de fallas de desgarre con direcciones NNE-SSO. Durante el Eoceno Superior (Headoniense) los corredores de fallas del oeste peninsular que limitan la cuenca incrementan su actividad generando la progradación de abanicos aluviales sobre facies de tipo lacustre que se formaban hacia el interior de la cuenca (Alonso Gavilán y Armenteros, 2004). La sedimentación durante el Oligoceno se caracteriza por la progradación de abanicos arcósicos próximos al borde con el Sistema Central (Corrochano, 1980).
- *Cuenca del Tajo*: constituida por las cuencas de Madrid y Loranca se sitúa a lo largo del borde Sur del Sistema Central. Desde el punto de vista estructural la Cuenca de Loranca es, parcialmente, de tipo piggy-back mientras que la de Madrid constituye una cuenca intracratónica en la que sus márgenes están

condicionados por la actividad tectónica alpina. Su evolución durante el terciario está condicionada por los eventos tectónicos que levantaron y afectaron a sus márgenes. (Friend y Dabrio, 1996) La sedimentación finicretácica y los depósitos paleógenos muestran la retirada progresiva del mar en la zona centro hasta el Eoceno, anterior a la deformación que individualizó las cuencas del Duero y el Tajo. Datos de huellas de fisión (De Bruijne y Andriessen, 2002) muestran que el comienzo del levantamiento tuvo lugar en el Eoceno y se extendió hacia el Oligoceno-Mioceno inferior controlando la distribución de sedimentos paleógenos que dieron lugar a numerosas discordancias dentro de los materiales Paleógenos. Dos eventos más de levantamiento del Sistema Central durante el Mioceno (19 y 5 Ma), dan lugar a la formación de grandes fosas sinclinales relacionadas con la flexura por carga producida por la elevación tectónica regional asociadas a la compresión NO-SE bética (Andeweg *et al.*, 1999; De Bruijne y Andriessen, 2002) produciendo finalmente un cambio en el régimen general de la cuenca (de endorreica a exorreica) y la instalación de los sistemas fluviales cuaternarios. Las tasas de elevación son próximas a los  $4.7 \pm 1$  y  $5.9 \pm 1.6$  km desde el Mioceno medio y las de denudación de hasta los 3.2 km desde el inicio del Plioceno hasta la actualidad (De Bruijne y Andriessen, 2002; Alonso Zarza, 2004).

- *Cuenca del Ebro*: La evolución de esta cuenca de antepaís está relacionada con el emplazamiento de las láminas de cabalgamiento del borde sur-pirenaico durante el Paleógeno. Algunas cuencas fueron despegadas como cuencas de piggy-back quedando aisladas de la Cuenca principal (Cuenca de Tresp, Organya...) (Friend y Dabrio, 1996). La propagación de la deformación hacia el sur lleva a la migración de los depocentros de facies detríticas hacia el sur desde el Paleoceno al Mioceno Superior, quedando su configuración final establecida durante el Mioceno (Friend y Dabrio, 1996).



## 6. ESTADO DE ESFUERZOS ACTIVOS

La configuración de los esfuerzos actuales parece quedar establecida ya durante el Mioceno superior (De Vicente *et al.*, 2004). Los resultados del análisis de mecanismos focales realizados por De Vicente *et al.*, (2008), muestran, al oeste del límite de placas de Eurasia-Africa, un cambio progresivo hacia el este desde extensión triaxial a compresión uniaxial a lo largo de la Dorsal de Terceira, la Zona de Falla de Gloria y el Golfo de Cádiz, donde el límite de placas comienza a hacerse difuso. Sin embargo, en la zona de Alborán predomina la extensión uniaxial con  $\sigma_{\max}$  en N155°E. En el área del norte de Argelia, reaparece de nuevo la compresión uniaxial. En cuanto al interior peninsular el régimen que prevalece es de desgarre a extensión uniaxial (área de Pirineos, Galicia, etc..).

Las características del borde de placas entre Eurasia y África han sido motivo de debate durante épocas recientes, si bien es cierto que lo mas importante es que parece ser un límite difuso. Trabajos recientes de tomografía sísmica llevados a cabo por Morales *et al.*, (1999) proponen una lámina de subducción hacia el sureste bajo el área del mar de Alborán. Sin embargo, otras hipótesis como la de delaminación de la raíz orogénica por eclogitización (Platt y Vissers 1989) o “slab roll-back” (Lonergan y White, 1997; Gutscher *et al.*, 2002; Fullea *et al.*, 2006) han sido también propuestas.

Finalmente, evidencias paleomagnéticas sobre diques Jurásicos (dique de Messejana-Plasencia en la Península Ibérica y Foum-Zguid en el Anti-Atlas Marroquí) con desplazamientos longitudinales substanciales entre ambos tras su emplazamiento, anterior a la apertura del Atlántico Central permiten asumir un acoplamiento mecánico entre las Placas Ibérica y Africana que podría explicar la deformación intraplaca en Iberia (Vegas *et al.*, 2005), donde parece difícil asumir una subducción por falta de espacio entre placas. Este acoplamiento entre placas facilitaría la transmisión efectiva de los esfuerzos desde el borde N a lo largo de los corredores de fallas del margen oeste peninsular explicando la actividad reciente de fallas inversas en el centro peninsular y (Vegas, *et al.*, 1990; De Vicente y Vegas, en prensa) permitiendo el levantamiento post-Mioceno Inferior.

## 7. MODELOS ANÁLOGOS

### 7.1. Introducción

Los experimentos análogos son una herramienta para el estudio de los mecanismos y la deformación tectónica que permiten probar hipótesis que lleven a unir vínculos entre la deformación, reología y condiciones límite. La comparación entre la naturaleza y los experimentos envuelve drásticas simplificaciones en la reología y geometría para poder obtener un resultado experimental.

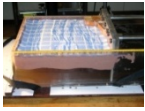
Es por tanto necesario simplificar aquellos procesos que operan en la naturaleza para introducirlos en los modelos sin llevar a resultados erróneos o interpretaciones equivocadas. Por ello se debe encontrar un equilibrio entre la simplificación de los experimentos y la complejidad de los prototipos naturales.

La variación sistemática de los parámetros introducidos en los modelos proporciona el conocimiento sobre la mecánica de los procesos tectónicos y su evolución.

Para probar la hipótesis de plegamiento litosférico así como evolución temporal y mecánica de los procesos litosféricos que afectan a la Microplaca Ibérica se han realizado una serie de modelos de silicona y arena que permitan arrojar luz sobre la dinámica cortical y litosférica que lleva a la evolución del relieve así como a la configuración de cadenas montañosas y cuencas sedimentarias en la Península Ibérica, y a la distribución de la deformación intraplaca.

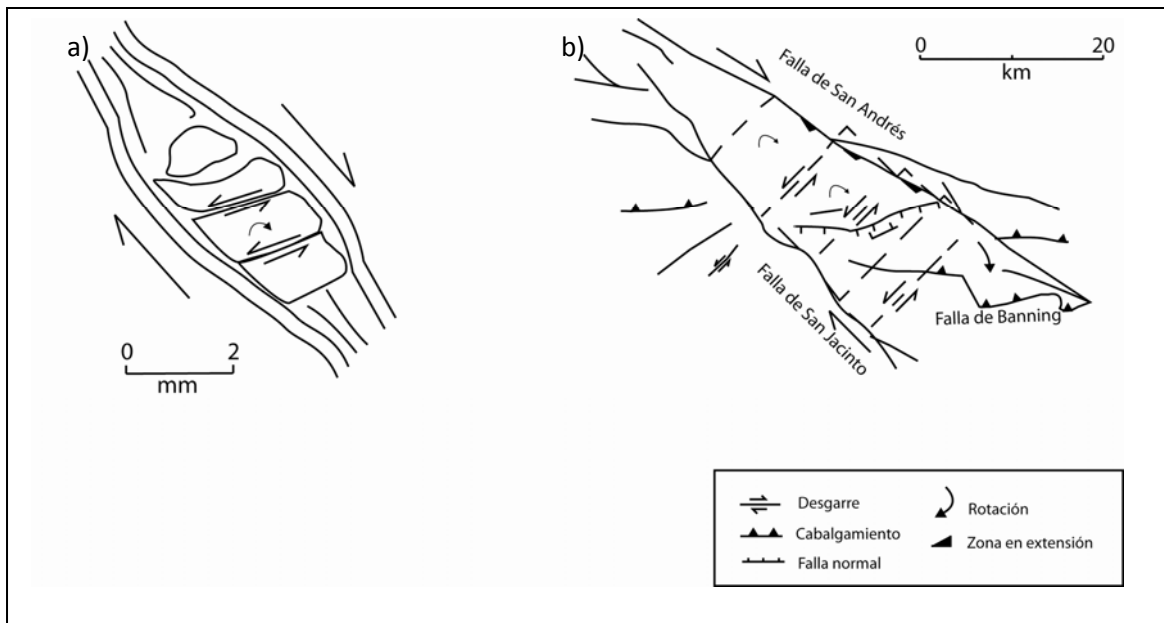
Desde los primeros modelos realizados a principios del siglo XIX, esta técnica experimental ha tenido un desarrollo notable para explicar procesos tectónicos que se producen en la naturaleza. Desde el punto de vista económico, el desarrollo de modelos sobre cinemática de diapiros salinos ha permitido incrementar el conocimiento de los procesos que dan lugar a reservorios de hidrocarburos, siendo el sector del petróleo uno de los principales impulsores de este tipo de experimentos a lo largo de todo el siglo XX.

Son hoy en día pocos los laboratorios a nivel científico que desarrollan este tipo de técnicas, ubicándose los más importantes en Europa principalmente en Holanda, Francia, Italia, Suecia, y Grecia, etc. Así mismo las técnicas de interpretación se han implementado haciendo uso de escáner-3D de alta resolución y tomógrafos que permiten el estudio en detalle de las estructuras originadas.



## 7.2. Revisión histórica del escalado y los modelos en acortamiento

Los sistemas naturales tienen aspectos dimensionales que no pueden describirse mediante el clásico concepto de la “Geometría Euclídea”. Son, en realidad “fractales”. El término fractal fue acuñado por Mandelbrot, (1975) quien los definió como grupos geométricos no euclídeos, que se mantienen invariables ante el cambio de escala. En tal caso podemos describir formalmente la estructura, a una escala, mediante el “escalado” de esta a otras “escalas”. Fig.13.



**Fig.13. Ejemplo de geometría fractal aplicada a estructuras en geología. A) rotación de un cristal de feldespato a lo largo de planos de clivaje en una matriz dúctil. B) rotación de bloques asociado a las fallas de San Andrés y San Jacinto en la costa pacífica de los Estados Unidos (Modificado de Allen y Allen, 2005).**

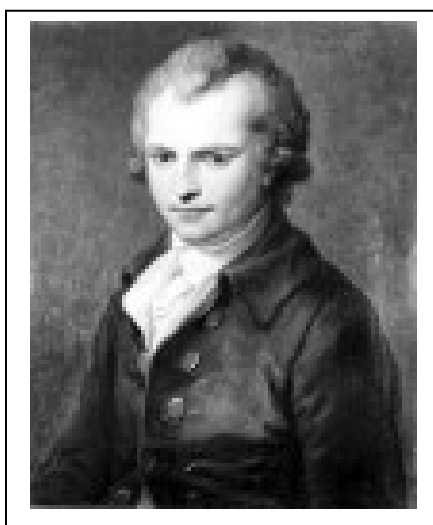
Los primeros astrónomos griegos y matemáticos del siglo III a.c. ya se dieron cuenta de las dimensiones y forma del Mundo pero no fue hasta el siglo XVII cuando se llevó a cabo la primera aproximación hacia las propiedades de escalado. En 1638, Galileo Galilei en su libro “*Discorsi e dimostrazioni matematiche intorno a due nuove scienze attinenti la mecánica*” relata el tema del escalado en un diálogo entre Salvati, Sagredo y Simplicio:

“...*Salvati*: <... Por tanto, Sagredo harías bien en cambiar tu opinión y quizás la de muchos estudiantes de mecánica que se han entretenido acerca de la capacidad de las máquinas y las estructuras de resistir a las perturbaciones externas, pensando que cuando son contruidos del mismo material y mantienen la misma relación entre las partes, son posiblemente iguales o proporcionales para resistir o mantener tales perturbaciones externas y golpes. Por ello nosotros podemos demostrar por geometría que la máquina más grande no es proporcionalmente más fuerte que la más pequeña.



**Finalmente podríamos decir que para cada máquina y estructura, ya sea artificial o natural, es necesario establecer un conjunto de límites más allá de los cuales ni el arte ni la naturaleza pueden sobrepasar; es aquí entendido, por supuesto; que el material es el mismo y la proporción se preserva...>**

Desde entonces no hay muchos más datos concernientes al escalado, pero a comienzos del siglo XIX, se produce un cambio radical en la búsqueda del conocimiento de los problemas geológicos. La primera documentación existente abordando este tipo de modelos y su escalado fue presentada por Sir James Hall en las “Transactions of the Royal Society of Edinburgh” (Hall, 1815). Fig.14.



*Fig.14. Sir. James Hall (1761-1832).*

Sir James Hall llevó a cabo dos experimentos basados en estructuras plegadas que observó en la costa de Berwickshire en Escocia. En su primer experimento, varias piezas de ropa, lino y algodón fueron extendidas sobre una tabla, situadas una sobre otra como estratos rocosos apilados. Una puerta se disponía sobre las capas yacentes cargándose con pesos que mantuvieran los materiales confinados. En los bordes se disponían unas tablas que eran forzadas a desplazarse una hacia la otra, produciendo el acortamiento de todo el modelo.

El resultado final fue el levantamiento, llevando a los estratos a estar confinados y adoptar un plegamiento por “bending”. El segundo experimento fue un modelo tectónico desarrollado a escala, incluyendo los tres pasos fundamentales para la construcción de modelos a escala: (i) exactitud en la interpretación de la geometría observada en la naturaleza, y formulación de una hipótesis concerniente a los mecanismos más relevantes (en su caso, la presión lateral); (ii) el escalado de la longitud, el tiempo y la resistencia de los materiales utilizados en el modelo (aunque



El parecido entre los pliegues reproducidos en los experimentos y los observados en los estratos naturales llevaron a Hall a concluir que los “bucles” observados en la costa de Berwickshire debían tener un origen semejante al de los experimentos y por tanto ser el resultado de la compresión horizontal. Conclusión que de Saussure (1796) 50 años antes ya había propuesto (Schellart, 2002).

Ya en el siglo pasado, las técnicas manuales utilizadas hasta entonces dieron paso a los nuevos aparatos mecánicos y cajas motorizadas y a nuevas aproximaciones en materia de conocimiento de las propiedades reológicas de los materiales geológicos mejorando los resultados obtenidos. Destacan entre otros los trabajos de Mead, 1920; Link, 1930; Escher y Kuenen, 1929; Kuenen y de Sitter, 1938; Nettleton y Elkins, 1947; Hubbert, 1951; Cloos, 1955; Parker y McDowell, 1955; Ramberg, 1955; Oertel, 1962; Mulugueta y Koyi, 1987; Sokoutis *et al.*, 2005; Fernández-Lozano, 2007.

### 7.3. Comportamiento mecánico de las rocas en la naturaleza

Para evaluar si un material es apropiado para su utilización en la modelización análoga es esencial conocer las propiedades reológicas de los materiales en la naturaleza, con los que serán comparados. Para ello técnicas geofísicas como gravimetría, sísmica, tanto de reflexión como refracción, así como ensayos de laboratorio se llevan a cabo desde las últimas décadas con el fin de conocer las características y factores que influyen el comportamiento de las rocas en profundidad.

La relación entre las rocas y su comportamiento reológico podría relacionarse con diferentes “analogías mecánicas”. La *reología* es el estudio del flujo y deformación de las rocas bajo la influencia de los esfuerzos aplicados. El término fue acuñado por Eugene Bingham, profesor de la Universidad de Lehigh en 1920, tras la sugerencia de su colega Markus Reiner, inspirado por la expresión famosa de Heráclito *panta rei*, “todo fluye”.

En base a lo mencionado, podemos asumir diferentes comportamientos mecánicos de las rocas en la naturaleza, obtenidos desde experimentos de laboratorio:

- Comportamiento Elástico o “Hookeano” en honor a Hook, el físico que lo investigó. Este comportamiento asume una relación lineal entre el esfuerzo aplicado y la deformación obtenida instantáneamente. Un cuerpo perfectamente elástico se deforma durante la aplicación de un esfuerzo, pero cuando este es eliminado, la deformación desaparece y el cuerpo recupera su estado original. La ecuación general es como se indica a continuación:

$$\sigma = E \cdot e \quad [7.1]$$

donde  $\sigma$  es el esfuerzo aplicado en una dirección,  $e$  es la elongación a lo largo de la dirección y  $E$  es la constante de proporcionalidad característica del material elástico denominada Módulo de Young. La relación esfuerzo-deformación es por tanto lineal y puede ser representada por una línea recta desde el origen.

Para el caso sencillo de un único esfuerzo\* en una dirección podemos asumir las siguientes ecuaciones: coeficiente de Poisson (o lo que es lo mismo, la relación entre la elongación transversal y la longitudinal de un cuerpo sometido a estiramiento):

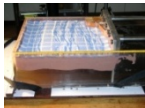
$$\nu = e_t / e_l \quad [7.2]$$

Donde,

$$e_l = (l - l_0) / l_0 \quad [7.3]$$

---

\*En la naturaleza es necesario asumir infinitos esfuerzos trabajando sobre un único punto de una superficie. Por tanto es necesario definir 9 componentes del esfuerzo que funcionan perpendiculares a tres planos y 9 elongaciones en cada dirección resultando en una ecuación matricial compleja.



es la elongación longitudinal en la dirección del esfuerzo aplicado, mientras:

$$e_t = (w - w_o) / w_o \quad [7.4]$$

está relacionado con la elongación transversal, siendo perpendicular al esfuerzo aplicado.

Los valores de coeficiente de Poisson varían desde 0 a 0.5 siendo un cuerpo rocoso perfectamente poissoniano aquel que alcanza el valor 0.25 (obsérvese que este valor es adimensional).

Si aplicamos esfuerzos de cizalla, entonces obtendríamos una deformación por cizalla simple basada en el principio:

$$\tau = G \cdot \gamma \quad [7.5]$$

donde  $\tau$  es el esfuerzo de cizalla aplicado,  $\gamma$  el valor de la cizalla y  $G$  una constante de proporcionalidad conocida como módulo de cizalla.

Otro parámetro a tener en cuenta es el modulo de Bulk también llamado modulo de incompresibilidad o “K” que relaciona la presión ejercida sobre un cuerpo de roca (presión de confinamiento) y la dilatación experimentada por la roca y que se define como el incremento de presión necesario para generar una disminución relativa del volumen.

$$K = -v(\partial p / \partial V) \quad [7.6]$$

En la ecuación [7.6],  $\partial p$  es la presión de confinamiento y  $\partial V$  dilatación experimentada.

- Comportamiento viscoso: representa el incremento lineal de la tasa de deformación con los esfuerzos aplicados. En este caso la deformación se mantiene permanentemente, lo que significa que no desaparece cuando el esfuerzo es eliminado. Esto puede ser descrito mediante la ecuación:

$$\dot{\gamma} = f(t) \quad [7.7]$$

donde  $\dot{\gamma}$  es la velocidad de la deformación por cizalla, y si esta es una relación lineal se puede asumir como un comportamiento viscoso o Newtoniano (en honor a Newton):

$$\tau = \mu \cdot \dot{\gamma} \quad [7.8]$$

siendo  $\tau$  el esfuerzo de cizalla y  $\mu$  la viscosidad. La viscosidad puede ser definida como la resistencia de un fluido a fluir, por tanto constituye la relación entre el esfuerzo de cizalla aplicado y la velocidad de deformación obtenida por cizalla simple. Las unidades del c.g.s para la viscosidad son los poises que se relacionan con los Pa.sec mediante:

$$10 \text{ poises} = 1 \text{ Pa.seg}$$

Los fluidos se comportan como cuerpos Newtonianos bajo determinadas condiciones de presión y temperatura en profundidad. Las rocas sólidas se comportan también como fluidos de alta viscosidad, lo que significa que pueden ser deformadas a velocidades proporcionales a los esfuerzos aplicados. Como en la naturaleza, si los esfuerzos no son elevados, la velocidad será también baja. Como en el caso anterior, infinitos esfuerzos actúan sobre cada punto de la superficie de un cuerpo, por lo que se hace necesario definir un tensor (Tensor de velocidad de deformación) constituido por 9 componentes que se relacionan con aquellas componentes del Tensor de Esfuerzo a través de los coeficientes de viscosidad.

En algunas ocasiones, las rocas se comportan de un modo no lineal bajo determinadas condiciones por lo que es necesario asumir una ecuación potencial descrita por:

$$\tau^n = K \cdot \gamma \quad [7.9]$$

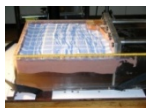
La deformación de cizalla es proporcional al esfuerzo de cizalla elevado a una potencia,  $n$  en la ecuación [7.9].

- Comportamiento Plástico: relaciona materiales que no sufren ningún tipo de deformación hasta que el esfuerzo aplicado sobrepasa el campo de resistencia o “yield strength”, momento en el cual el material se deforma sin recuperar su estado original.

Dentro de esta categoría debemos incluir los cuerpos de Bingham conocido también como Comportamiento Plástico General (el profesor Bingham de la Universidad de Brown introdujo el concepto teórico, que lleva su nombre) para describir las propiedades de la pintura casera (Reiner, 1960). Ejemplos naturales son los “debris flow” (Johnson, 1965; Johnson y Hampton, 1969), lavas basálticas (Shaw *et al.*, 1968) siendo este tipo de comportamiento reológico inusual en la naturaleza.

En general, una sustancia de Bingham no se deforma hasta que el esfuerzo de cizalla iguala la resistencia a la cizalla (Johnson, 1973).

- Otros comportamientos mecánicos: hemos asumido hasta ahora que las rocas en la naturaleza puede comportarse bajo un modo elástico, viscoso y/o plástico, pero algunos tipos de analogías mecánicas y reológicas se pueden tener en cuenta mediante la combinación de los comportamientos mecánicos anteriormente mencionados. Este es el caso del comportamiento Visco-elástico o *Kelvin-Voigt*, que asume que para unos determinados esfuerzos, la



deformación podría no llegar a sobrepasar cierto límite que ocurre dentro del tiempo de recuperación. De este modo ni la deformación se produce instantáneamente cuando se aplica el esfuerzo ni esta se recupera cuando se elimina. Este tipo de comportamiento reológico se denomina an-elasticidad.

Otro ejemplo es el comportamiento Elástico-viscoso, donde el material absorbe la deformación elástica durante un cierto tiempo y esta desaparece cuando se elimina el esfuerzo quedando parte de la deformación remanente. De este modo, este tipo de materiales pueden alcanzar cualquier valor de deformación para un esfuerzo aplicado dependiendo del tiempo de aplicación de los mismos.

Es importante tener en cuenta que dentro de un rango de pequeños esfuerzos aplicados, las rocas se comportan de modo elástico para una rápida deformación y tienden a comportarse como medios viscosos para deformaciones lentas bajo elevados gradientes de presión y temperatura (Biot, 1961). Teniendo esto en mente y como ya ha sido mencionado, nosotros asumimos un comportamiento viscoso para los materiales empleados en la modelización de manera que la relación esfuerzo-deformación se mantiene en todo momento lineal par las capas dúctiles (corteza inferior y manto superior de los modelos llevados a cabo).

#### **7.4. Parámetros del escalado**

Los principios de los modelos análogos se basan en la obtención de la similitud entre los modelos y la Naturaleza. Por tanto las propiedades y longitudes de los materiales utilizados deben obedecer ciertas leyes de proporcionalidad. Este tipo de técnicas análogas intentan comparar aquellos procesos y estructuras que se desarrollan en los modelos con aquellos que tienen lugar con el tiempo en la Tierra. De este modo es importante mantener siempre las leyes de escalado para obtener la similitud entre ambos.

Por una parte, si un modelo está geométrica- y dinámicamente escalado la similitud cinemática es alcanzada directamente. Por otro lado, la similitud dinámica es obtenida si la reológica es adquirida previamente, i.e., la forma y pendientes de las curvas pertenecientes a las rocas y los materiales utilizados en la modelización deben ser similares y cada flujo debería operar en zonas similares de sus respectivas curvas de flujo (Weijermars y Schmeling, 1986). Fig.16.



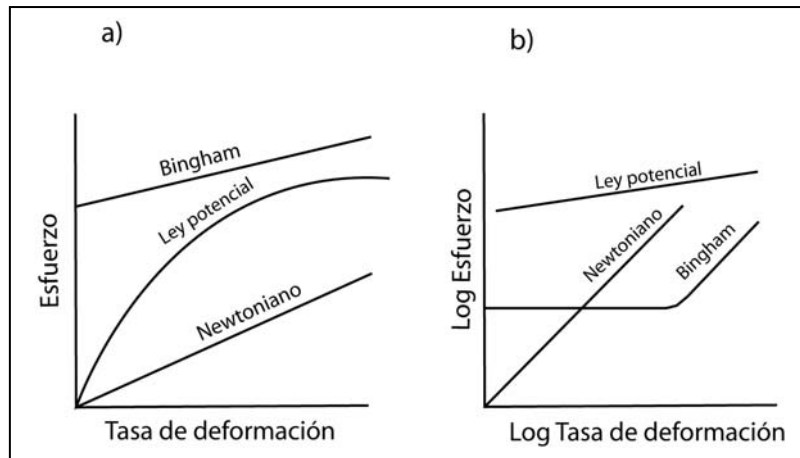


Fig. 16. a) Curvas esfuerzo/tasa de deformación y b) log esfuerzo/log tasa de deformación mostrando los diversos comportamientos de los materiales en la naturaleza y los modelos.

Debido a las facilidades que ofrece el comportamiento Newtoniano para ser medido nosotros asumimos un comportamiento lineal-viscoso (donde la tasa de deformación es proporcional al esfuerzo aplicado) en lugar de un comportamiento de Bingham el cual como ha sido probado por Dixon y Summers, 1986; Johnson, 1973; Weijermars, 1985; Weijermars y Schmeling, 1986, no constituye un buen análogo del flujo de las rocas en la naturaleza y es por tanto sólo apropiado para un grupo reducido de magmas y sedimentos.

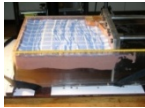
Hubbert, en 1937 demostró las bases de las propiedades del escalado en los modelos análogos. Desde entonces, se dice que un modelo está escalado a su prototipo natural si cumple las siguientes premisas:

- *Similitud Geométrica*: un modelo está geoméricamente escalado cuando las dimensiones del prototipo y el modelo son proporcionales y tienen los mismos ángulos. Para lograr esto, existe una constante de proporcionalidad que relaciona la longitud del modelo ( $l_2$ ) y la del prototipo natural ( $l_1$ ).

$$\lambda = l_2/l_1 \quad [7.10]$$

- *Similitud dinámica*: Ramberg (1981) mostró que podría ser obtenida por comparación de números no-dimensionales o relaciones de fuerzas entre los modelos y la naturaleza. Para alcanzar este grado de similitud, la distribución de masa ha de ser próxima a la original. Las relaciones dinámicas o de masa entre el modelo y el análogo natural ( $dm_2$ ) y ( $dm_1$ ) respectivamente vienen dadas por:

$$\psi = dm_2/dm_1 \quad [7.11]$$



Ramberg (1981) definió también un valor ("Número de Smoluchowsky",  $S_m$ ) para fijar la similitud dinámica en el comportamiento frágil:

$$S_m = \rho_b g h_b c + \mu \rho_b g h_b \quad [7.12]$$

en la ecuación [7.12],  $\rho_b$ ,  $g$ ,  $h_b$ ,  $c$ ,  $\mu$  corresponden a la densidad, aceleración de la gravedad, el espesor, cohesión y viscosidad respectivamente.

Por otra parte Weijermars y Schmeling, (1986) relaciona, densidad, aceleración gravitacional, longitud, tasa de deformación y velocidad para lograr la similitud dinámica entre el modelo y el prototipo para el comportamiento viscoso estableciendo el "Número de Ramberg":

$$R_m: \rho g l^2 / \eta V \quad [7.13]$$

- *Similitud reológica*: supone que el material utilizado para la construcción del modelo tiene el mismo comportamiento reológico que el del prototipo natural (Hubbert, 1937; Ranalli, 2001; Weijermars, 1986; Weijermars y Schmeling, 1985).
- *Similitud cinemática*: Si dos cuerpos son cinemáticamente similares, ambos tienden a experimentar los mismos cambios geométricos de forma y posición (deformación) al mismo tiempo, lo que significa que ambos cuerpos son similares en cualquier estado durante la deformación. Como resultado, el tiempo necesario para producir el mismo cambio en ambos cuerpos es proporcional. Donde  $t_2$  y  $t_1$  son el tiempo necesario para ser deformados el modelo y el análogo natural respectivamente.

$$\varphi = t_2 / t_1 \quad [7.14]$$

Por tanto, si un modelo análogo cumple completamente las premisas anteriormente mencionadas su geometría y estructuras resultantes pueden ser comparadas con los procesos que tienen lugar en la Naturaleza.

## 7.5. Propiedades de los materiales

Un amplio abanico de posibilidades en el uso de materiales utilizados en experimentos de laboratorio están disponibles, desde los primeros modelos llevados a cabo como ropa, arcilla, silicona, plastilina, micropartículas de vidrio, escayola, yeso, cera, micropartículas de metal o arena entre otros, intentando simular condiciones de las rocas en la naturaleza.

Básicamente, nuestros experimentos están constituidos por 3 capas, una capa con comportamiento friccional frágil (que simula la corteza superior) formada por arena feldespática y dos capas de silicona de baja y alta viscosidad (corteza inferior y manto superior respectivamente). Todo el conjunto se encuentra flotando sobre una mezcla de tungsteno y glicerol que asemeja el manto astenosférico.

La rotura frágil resulta del crecimiento de micro fracturas o “cracks” y el deslizamiento friccional (Byerlee, 1968), mientras el flujo dúctil se alcanza desde el deslizamiento entre los límites de granos, dislocaciones o defectos puntuales o planares. En contraste con la primera, la deformación dúctil depende del tipo de roca.

### 7.5.1. Arena

La parte frágil de la litosfera concierne la corteza superior, aunque en algunos entornos tectónicos el manto podría asumirse que presente un comportamiento frágil (áreas donde la resistencia de la litosfera reside en el manto litosférico en lugar de la corteza superior, Burov y Diamant, 1995; Burov y Watts, 2006; Burov, 2007; Jackson, 2002; Jackson, 2008; Maggi, 2000).

El comportamiento frágil puede ser explicado mediante el criterio de rotura de Mohr-Coulomb. Este supone la relación o función lineal entre los esfuerzos de cizalla y normal en el punto de rotura del material (i.e. existen multitud de roturas pre-existente de cohesión negligible, algunas de las cuales estarán orientadas preferencialmente con respecto al campo de esfuerzos; Sibson, 1974):

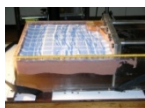
$$\tau = S_0 + \mu (\sigma_n - P_f) \quad [7.15]$$

En el cual  $\tau$  es el esfuerzo de cizalla y  $\sigma_n$  el esfuerzo normal.  $S_0$  es la cohesión o resistencia interna del material. El valor  $P_f$  es la presión de fluidos.

Desde que James Byerlee demostrase que en la corteza superior se podría alcanzar una simplificación de la ecuación anterior en los primeros 8 km (debido a que la corteza tiene una composición heterogénea tanto en la horizontal como en la vertical):

$$\tau = 0,85\sigma_n \quad [7.16]$$

Siendo por encima de los 30 km:



$$\tau = 60 + 0,6\sigma_n \quad [7.17]$$

La figura muestra las curvas de Byerlee para los mínimos esfuerzos necesarios para desarrollar fracturación. b) muestra que por encima de los 200 Mpa para el esfuerzo normal, la ecuación [7.16] es perfectamente válida, mientras que por encima de 200 Mpa, la ecuación [7.17] alcanza la mejor aproximación. Fig.17.

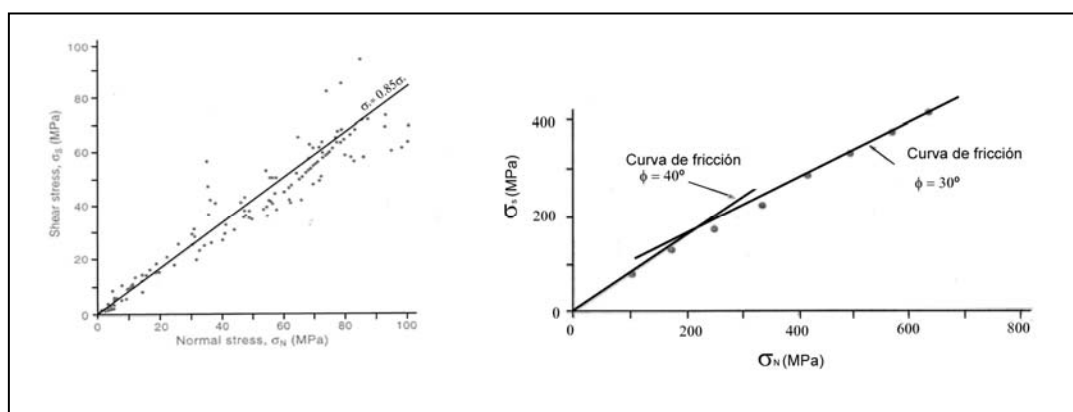


Fig.17. Curvas de esfuerzo de cizalla/esfuerzo normal (Modificado de Byerlee, 1968)

El modo en la que la arena es depositada durante la construcción del modelo tiene una gran importancia e influencia en los parámetros internos de la misma. Krantz, 1991, muestra observaciones que demuestran que el crivado, vertido o esparcimiento de los granos de arena produce empaquetados más densos y que la densidad depende más de cómo es manejada físicamente que de la composición. Esta última resulta en variaciones en la resistencia a la cizalla del material. Esto está relacionado con el modo en que las partículas se distribuyen y reducen su espacio intergranular (Mechelen, 2004).

En nuestros experimentos usamos arena de feldespatos (300  $\mu\text{m}$  de tamaño de grano). Ésta se caracteriza por una forma irregular con bordes afilados que hacen que el empaquetado de arena sea más abierto reduciendo por consiguiente la resistencia a la cizalla.

El crivado de la arena se lleva a cabo mediante la remoción de partículas finas en grandes cañones de agua "water rockets" que funcionan mediante el proceso de decantación. El fluido introducido en ellos es una mezcla de Calgón® que contiene un agente dispersante llamado hexametáfosfato de sodio. Durante este proceso los cationes de  $\text{Na}^+$  reemplazan el  $\text{Ca}^{++}$  que forma enlaces entre partículas y cuando los cationes de cálcico son liberados, estos reaccionan con el fósforo y precipitan. El proceso es repetido hasta que la arena se encuentra libre de partículas de polvo. Fig.18.



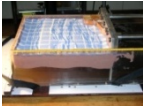
**Fig.18. Tratamiento de la arena feldespática anterior al proceso de tamizado. Aspecto de los “water-rockets”.**

Después de la eliminación de las micropartículas, la arena es tamizada al tamaño de grano requerido ( $300\mu\text{m}$ , ya que la cohesión es fuertemente controlada por el tamaño de partícula). Fig.19.



**Fig.19. Tamizador y dispensador casero para el crivado de la arena a distintos tamaños.**

Una vez la arena está preparada el siguiente paso es pintarla usando diferentes colores para delimitar diferentes capas. El proceso de pintado puede llevarse a cabo a mano o mediante la mezcla en hormigoneras convencionales (en el caso de grandes cantidades). La arena feldespática debido a su mala redondez y bordes afilados presenta dificultades a la hora de coger el color, debido a que la pintura no cubre la superficie rugosa del grano completamente. Por este motivo toma más tiempo su secado una vez ha sido pintada y se suele utilizar un horno convencional para llevar a cabo dicho trabajo que sin él llevaría de otro modo horas para llegar a obtener el secado óptimo. Fig.20.



**Fig.20. Aspecto de los contenedores de arena y horno utilizados para el secado del material a altas temperaturas.**

Cuando el proceso ha finalizado, se procede al test de pérdida de color, para comprobar que está completamente seca y no va a perder color cuando se humedezca con agua antes de introducirla en el congelador, lo que conllevaría la pérdida del modelo por destiñe.

### **7.5.2. Silicona**

El comportamiento mecánico de este material está controlado principalmente por la tasa de deformación y la temperatura, y se caracteriza por las dependencias específicas de los módulos de almacenamiento y pérdida, relacionados con la elasticidad y viscosidad en la tasa de deformación (Grotenhuis, 2002).

Básicamente los polímeros que constituyen las siliconas se comportan como un material elástico bajo altas tasas de deformación (elevados esfuerzos aplicados durante un corto periodo de tiempo) y como materiales viscosos ante bajas tasas de deformación (bajos esfuerzos aplicados durante largos periodos de tiempo, mayores que los periodos de relajación de la cadena polimérica que constituye la estructura interna de este tipo de siliconas).

Los materiales utilizados para simular el comportamiento viscoso son “Plastilinas” y “Bouncing Putties”. Las plastilinas consisten de una mezcla de polímeros (aceites y tintes) y rellenos carbonáticos (cocolitos) (ver McClay, 1976). Mientras las Bouncing Putties incluyen: el Polydimetil-siloxano (PDMS) conocido en términos anglosajones como “*well silicone oil*” ( $\text{Me}_2\text{SiO}$ )<sub>x</sub> cuyo punto de fusión se encuentra



entre  $-70^{\circ}$  y  $270^{\circ}\text{C}$ , es vítreo bajo los  $-70^{\circ}$  y vapor sobre los  $270^{\circ}\text{C}$  con una rápida polimerización del fluido remanente (Weijermars, 1985). Y el polyborodimetil-siloxano (PBDMS) constituido por una mezcla de rellenos químicos. Ambos con una combinación de cadenas de carbono, hidrógeno silicio y oxígeno. Fig.21.

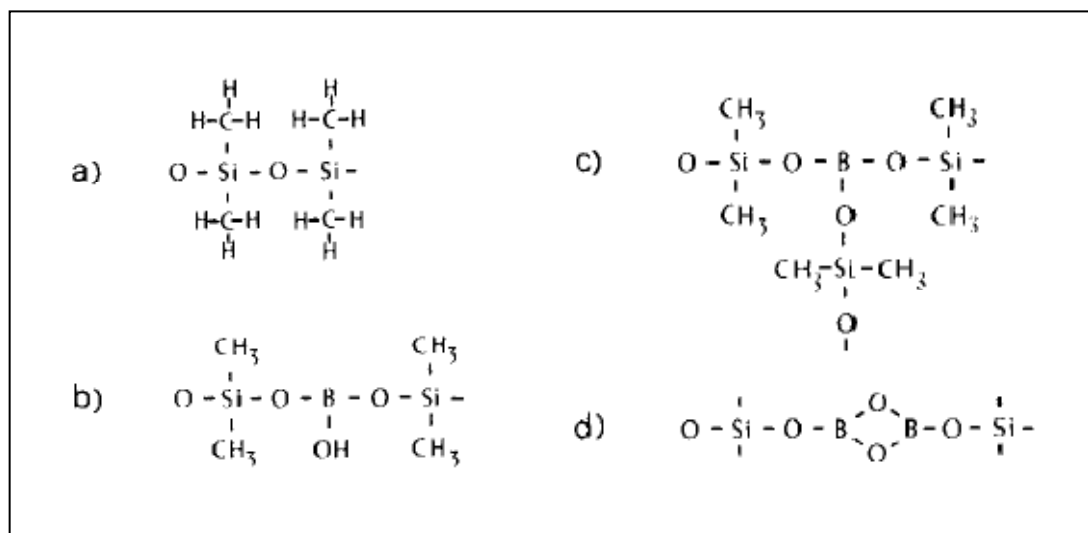
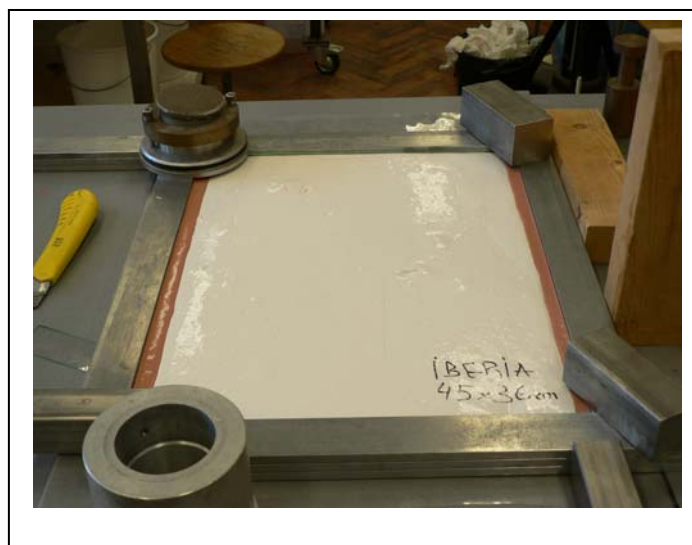
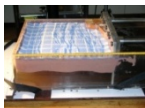


Fig. 21. A) Configuración química de las siliconas PDMS b-d) tres posibles configuraciones para las siliconas de tipo PBDMS incluyendo cadenas de Boro (modificado después de Weijermars, 1985).

Todos estos tipos de materiales representan un alto coste para los laboratorios de modelización por lo que cuando las propiedades físico-químicas son las óptimas para llevar a cabo los modelos, estas se reciclan durante varios ciclos. Cada silicona puede soportar entre 4-5 ciclos sin experimentar cambios significativos en sus propiedades. Desafortunadamente los materiales utilizados para modificar las condiciones físicas de la silicona son fácilmente removibles con el uso de fluidos agresivos como el tungsteno o el glicerol en contacto con la silicona durante la deformación del modelo.

El material que ha sido utilizado para nuestros experimentos es la típica silicona transparente en apariencia conocida como Polidimetil-siloxano (PDMS). Se han obtenido dos capas de características físico-químicas y colores diferentes que simbolizan la corteza inferior y el manto superior. En el caso del manto superior hemos utilizado una silicona PDMS a la que se le ha añadido Sulfato de Bario ( $\text{BaSO}_4$ ) con un 98% de pureza con un peso molecular de 233.40 u, de la Compañía (ACROS-organics) y un aceite especial conocido como *Rhodrosil oil*<sup>®</sup> obteniendo una silicona homogénea de color blanco, llamada en términos de laboratorio Fetta-putty. Fig.22.



**Fig.22. Aspecto de la silicona de alta viscosidad (simula el manto superior litosférico). En el argot de laboratorio se le conoce como "Fetta-Putty".**

Para la silicona de tipo-G o Hubba-bubba se han mezclado los mismos productos que se utilizaron para la silicona de tipo Fetta pero añadiendo un colorante hasta obtener el color rojizo deseado. Fig.23.



**Fig.23. Aspecto de la silicona de baja viscosidad (corteza inferior).**

El proceso de mezcla lleva a un incremento de la densidad y la viscosidad de la silicona. Debido a que la viscosidad requerida para los experimentos es más difícil de lograr y que su influencia ante los materiales de relleno no es tan directa, el primer parámetro a obtener y fijar es la densidad. Para ello se ha medido esta mediante un picnómetro tras la mezcla de los componentes en repetidas ocasiones. La relación matemática viene dada por:

$$\rho = \frac{(M-m)}{V} \quad [7.18]$$

donde M es la masa medida incluyendo el picnómetro y la silicona introducida en su interior, m y V es la masa y el volumen del picnómetro respectivamente. Los valores de densidad están en el S.I. de medida: gr/cm<sup>3</sup> para la ecuación [7.18].

Una vez la densidad requerida es obtenida se ha determinado la viscosidad. Desde que la viscosidad ( $\mu$ ) es la relación entre el esfuerzo y la tasa de deformación la pendiente de la línea recta nos da el valor de la viscosidad. Para saber si la silicona mantiene sus propiedades reológicas (es decir, sigue comportándose como un fluido newtoniano) es necesario asumir una ley potencial que nos da las componentes del esfuerzo. La mayoría de las rocas dúctiles en la naturaleza tienen componentes del esfuerzo ( $\eta$ ) en el rango de 1 a 4. Como la pendiente de la curva de la ley potencial cambia con el incremento del esfuerzo aplicado, hemos de referirnos a los valores más bajos de la tasa de deformación ( $10^{-6}$  a  $10^{-4}$  s<sup>-1</sup>) el cuál es el intervalo en el que la silicona se comporta como Newtoniana ( $\eta \approx 1$ ) y puede ser utilizada como análogo natural para los experimentos, de otro modo si  $\eta > 1$  el material sufre debilitamiento por deformación o “strain-rate softening” (“flow-rate softening” o “shear thinning”), y cuando  $\eta < 1$  el material sufre endurecimiento por deformación o “strain-rate hardening” (“flow-rate hardening” o “shear thickening”). (Weijermars y Schmeling, 1986)

La figura muestra las curvas log esfuerzo/log deformación para las siliconas de tipo Fetta y tipo-G utilizadas en los modelos. Fig.24.

Para medir la viscosidad de la silicona se ha utilizado un viscómetro conicilíndrico diseñado por Mooney y Ewart ,1934, donde el material es colocado en una pequeña caja cilíndrica sujeta a cizalla producida por una carga atada a una pequeña cuerda. Fig.25.

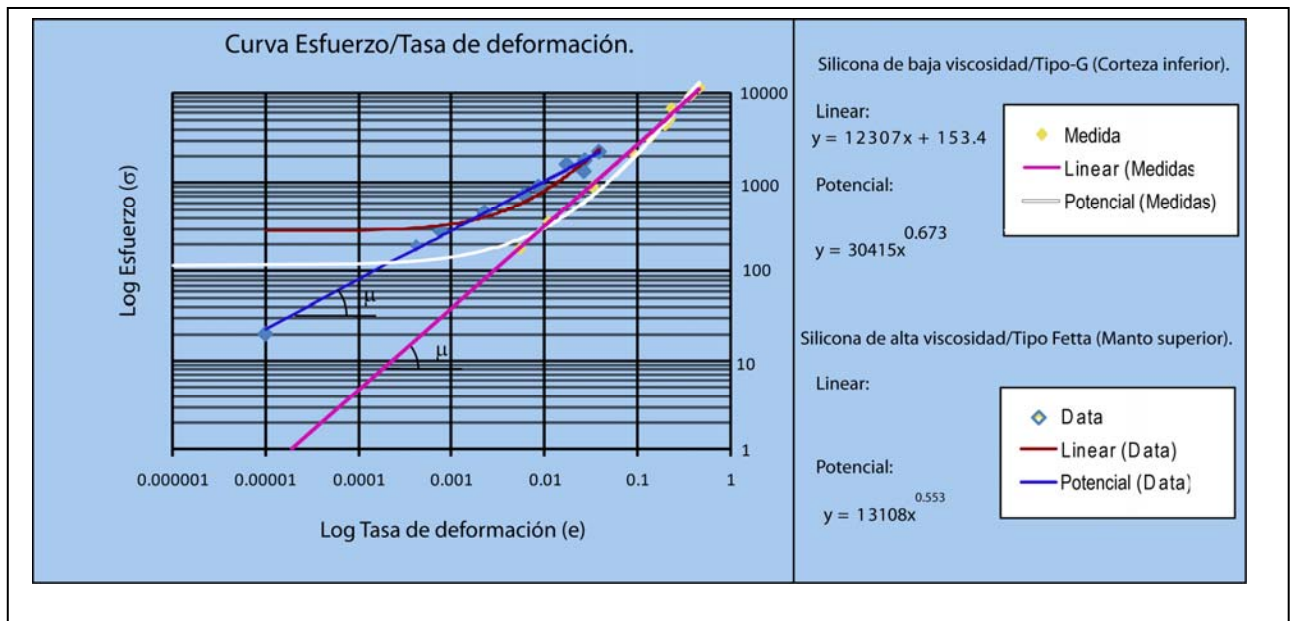


Fig.24. Curvas Esfuerzo/deformación para la obtención de la viscosidad y el valor  $\eta$ .

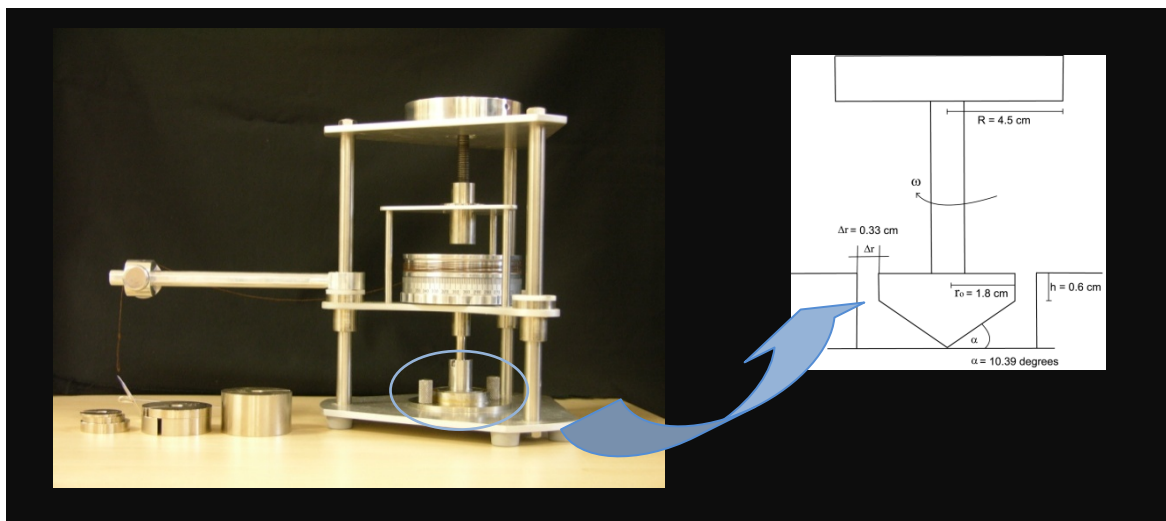
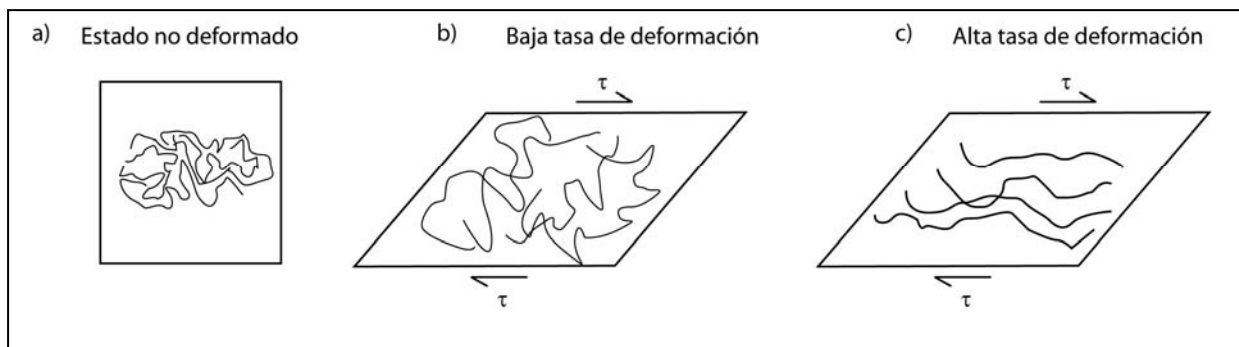


Fig.25. Viscómetro Coni-Cilíndrico y esquema general (margen derecha) de la parte reseñada en la elipse azul.

Grotenhuis, 2002, investigó el comportamiento de los polímeros utilizados en la modelización análoga durante la aplicación de una cizalla. El incremento de esta supone un aumento de la deformación de las cadenas y la reorientación a lo largo del eje más largo, produciéndose primero la extensión de las fibras y posteriormente el deslizamiento entre las mismas.

Cuando la deformación cesa, las cadenas tienden a la relajación y por tanto al estado de equilibrio dando lugar a la retracción y orientación aleatoria de las fibras. Por esta razón, es necesario mantener pequeños periodos de relajación de la silicona durante la estimación de las medidas de resistencia a la cizalla con el viscómetro cono-cilíndrico. Fig.26.



**Fig.26. Comportamiento de los polímeros y fibras que constituyen la silicona durante los sucesivos estados de deformación y tiempos de relajación.**

Los valores de tasa de deformación fueron calculados mediante la media de la velocidad angular ( $\omega$ ) desde la rotación del torque del viscómetro dado por la relación:

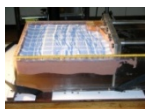
$$\varepsilon = 0.095 * \omega_a \quad [7.19]$$

donde  $\varepsilon$  es la tasa de deformación durante la torsión del torque y  $\omega_a$  la media de la velocidad angular en m/s. Los valores de esfuerzo fueron obtenidos a partir de la ecuación:

$$\sigma = 8.92 * (M - 0.78) \quad [7.20]$$

Donde  $\sigma$  y  $M$  son el esfuerzo y peso aplicado respectivamente.

La relación esfuerzo/tasa de deformación obtenida fue extrapolada a valores de deformación estimados para este tipo de siliconas entre ( $10^{-6}$ - $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) hasta cortar con el eje ya que la mayor parte de las rocas en la naturaleza tienen un comportamiento viscoso lineal representado por una línea recta que intersecta ambos ejes.



## 7.6. Planteamiento de los Modelos

Se han llevado a cabo 4 experimentos introduciendo diferentes variables para cada uno. Para obtener las propiedades del material de acuerdo con aquellas estimadas para la litosfera Ibérica se han tenido en cuenta los resultados obtenidos desde estudios gravimétricos y sísmicos (catálogo sísmico del IGN; Gómez-Ortiz, 2005; Suriñach y Vegas, 1988; Friend y Dabrio 1996; Gallastegui *et al.*, 1996; Tejero y Ruiz, 2002; Ruíz *et al.*, 2006; Zeyen *et al.*, 1985; Fullea *et al.*, 2007; Álvarez-Marrón *et al.*, 1995 ) datos geológicos disponibles (Cortés-Gracia y Casas-Sainz, 1999; Casas-Sainz *et al.*, 2000; Casas-Sainz y Faccena, 2001; De Vicente, 2007; 2008; Doblas *et al.*, 1994; Guimerá *et al.*, 2004; Vegas, 1990; 2005; 2006; Vergés y Fernández, 2006) así como modelos de elementos finitos llevados a cabo por Martín-Vazquez, 2008, y análisis de la topografía (Cloetingh *et al.*, 2002; Tejero *et al.*, 2006).

La resistencia de la litosfera está controlada por la composición petrológica y la estructura térmica. Para calcular este tipo de curvas se deben de tener en cuenta ciertas consideraciones como la composición y comportamiento de las rocas en profundidad y la distribución de temperaturas en la litosfera. Modelos de elementos finitos basado en información geológica y geofísica para el transecto entre el Sistema Central, las cuencas del Duero y el Tajo sugieren una configuración litosférica de tres capas i) corteza superior-media, ii) corteza inferior y iii) manto litosférico (Martín-Velázquez, 2008). El grosor de la capa sismogénica ( $T_s$ ) en Iberia alcanza entre los 10 o 17 km, valores menores que los valores medios calculados para el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) de 24 km (Martín-Velázquez, 2008). Adicionalmente, el flujo térmico en Iberia alcanza valores medios entre 60 y 100  $mWm^{-2}$  (Fernández *et al.*, 1998) y la escasez de actividad sísmica en el manto (base de datos de epicentros del IGN) soportan la idea de que la deformación frágil se encuentra confinada en la corteza superior mientras que la corteza inferior y el manto superior son pensados se deforman de una manera dúctil. Es por ello que la litosfera de Iberia parece estar constituida por una corteza superior cuarcítica o granítica, una corteza inferior de diabasa y un manto superior de composición olivínica (ver perfiles de resistencia para Iberia. Fig.31.) (Stapel, 1999).

Es por ello que el modelo que más se aproxima a la situación que rige la litosfera Ibérica es un modelo de 3 capas constituido por una corteza superior representada en nuestros experimentos por arena feldespática y dos capas dúctiles, una de baja viscosidad (que simula la corteza inferior) y otra de alta viscosidad (simulando el manto superior). Todas ellas están flotando sobre un fluido o “sirope” de alta densidad constituido por una mezcla de tungsteno y glicerol. El objetivo final de este fluido es el de poder separar fácilmente las tres capas una vez congeladas del mismo para proceder a realizar los cortes seriados del modelo.



### 7.6.1. IBERIA-I

Este modelo está constituido por tres capas como ya se ha dicho. En los bordes de las capas de silicona se ha colocado una banda de 0.5 cm de grosor de una silicona “débil” que permita la absorción de la deformación por cizalla en el contacto lateral con la caja de plexiglás durante el acortamiento. El esquema general se muestra en la Fig.27.

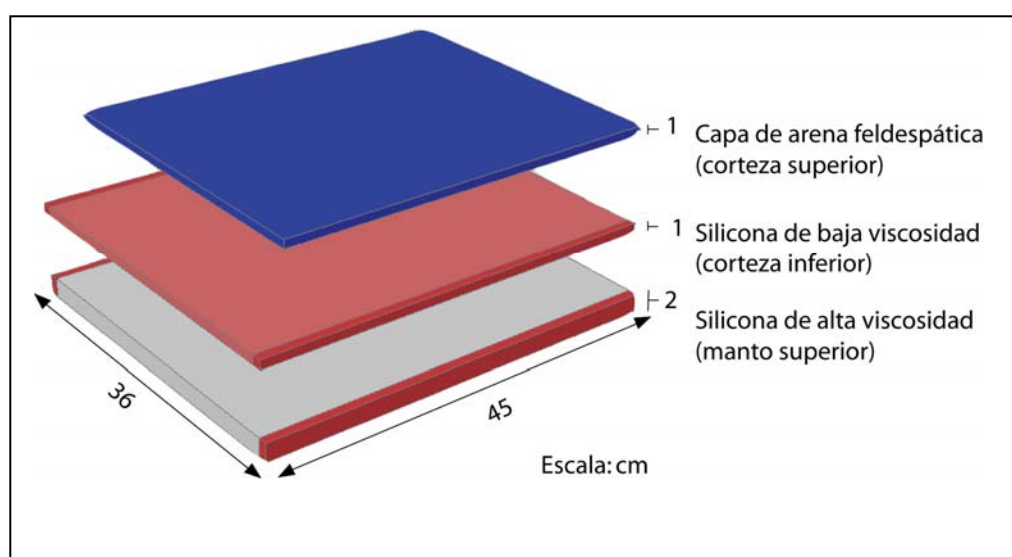


Fig.27. Modelo de tres capas para IBERIA-I.

### 7.6.2. IBERIA-II

A diferencia del modelo anterior este modelo lleva implícito un incremento de la anchura de las bandas de silicona “más débil” en el borde hasta 1.5 cm para absorber la cizalla producida en el borde. Fig.28.

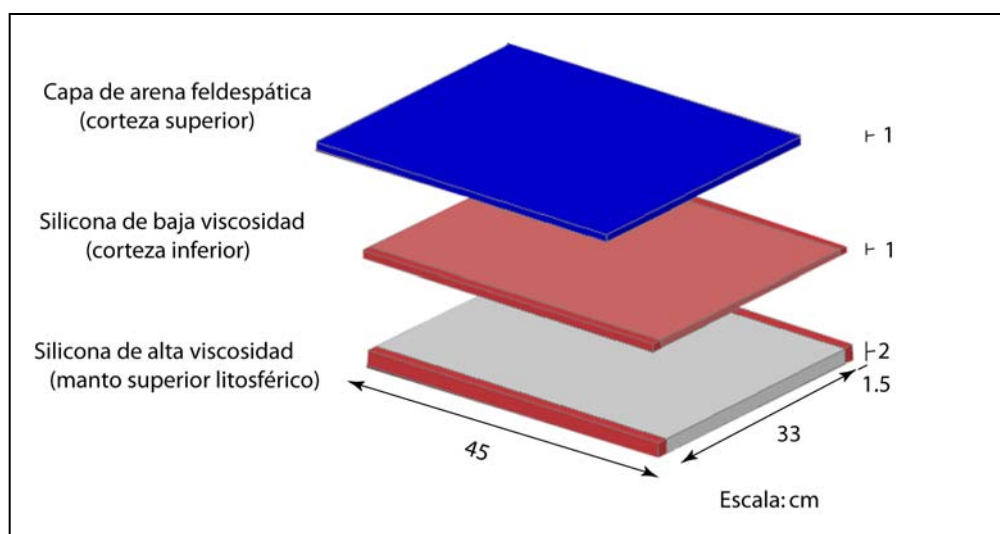
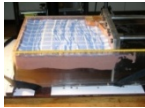


Fig.28. Modelo de tres capas para IBERIA-II.



### 7.6.3. IBERIA-III

A diferencia de los anteriores este modelo supone la introducción en el experimento de un indenter rígido de madera que simula la parte Noroeste de la península Ibérica. La silicona de los bordes vuelve a tener 0.5 cm de anchura para absorber el rozamiento con la pared lateral y la longitud del modelo es algo menor debido a ciertos problemas durante el proceso de creación del modelo. El modelo es sometido al acortamiento a una velocidad de 1cm/h.

Desafortunadamente el modelo sufrió un desperfecto que produjo el engrosamiento in-homogéneo en zonas puntuales la corteza inferior. Ello dio lugar a variaciones del espesor de la capa produciendo zonas engrosadas y adelgazadas a lo largo de todo el modelo donde la deformación se concentró. Fig.29.

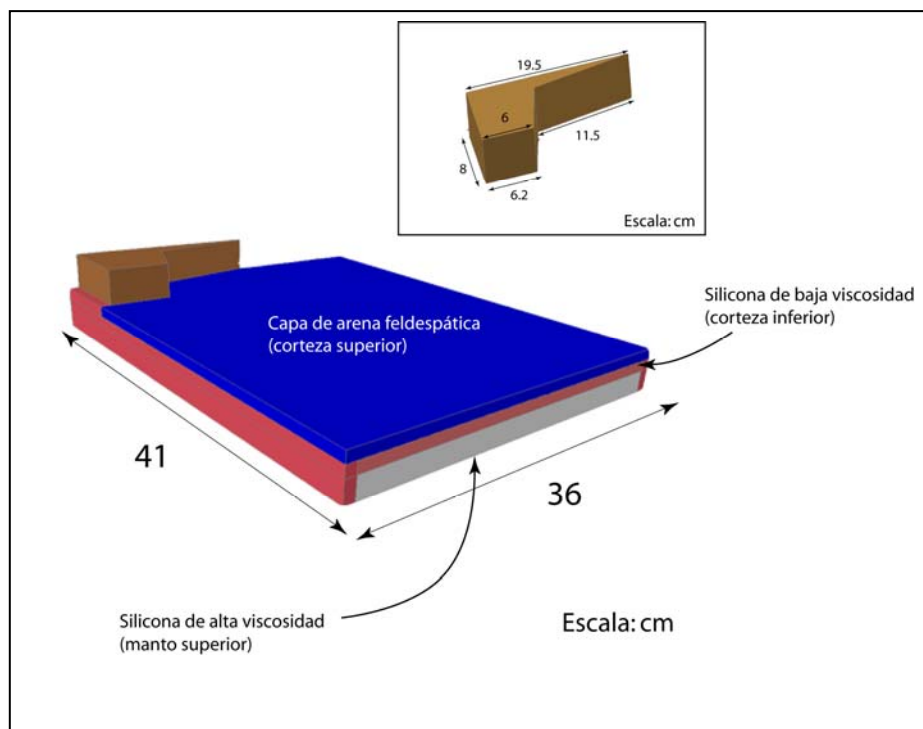


Fig.29. Modelo de tres capas para IBERIA-III.

### 7.6.4. IBERIA-IV

Básicamente este experimento es igual al anterior manteniendo la velocidad e incrementando la longitud de las capas. Presenta un indenter y la velocidad de acortamiento empleada es de 1 cm/h. Fig.30.

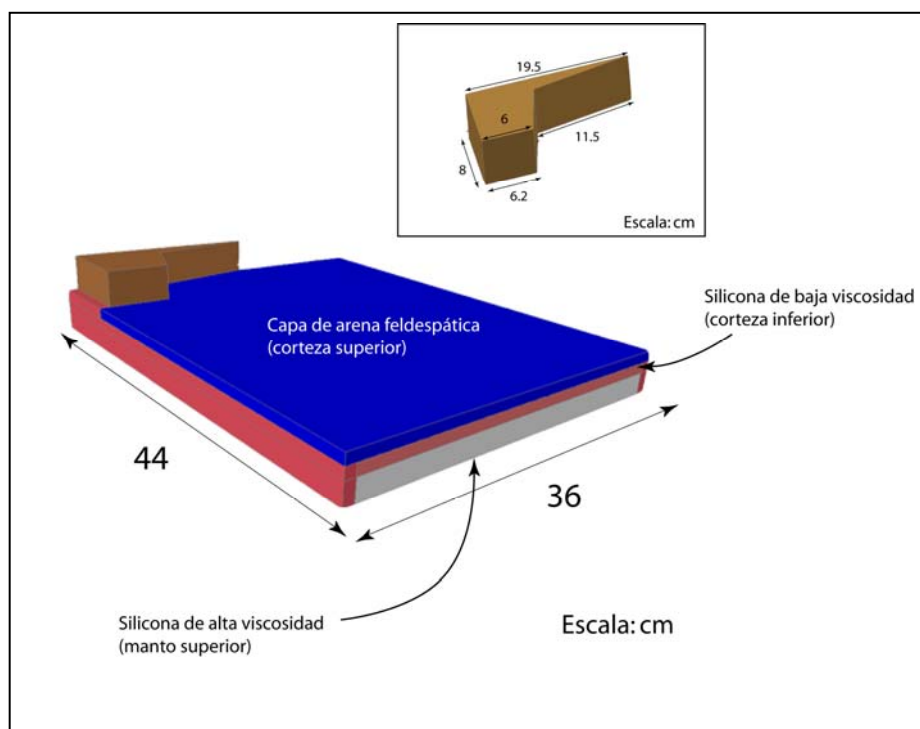


Fig.30. Modelo de tres capas para IBERIA-IV.

## 7.7. Perfiles de Resistencia

Los perfiles de resistencia son una representación del comportamiento de las rocas en profundidad. Es asumido que con el incremento de la profundidad se produce un aumento de la temperatura de manera que las rocas se comportan de una manera débil (“weak”). El criterio de rotura para las rocas a bajas temperaturas y altas tasas de deformación en zonas de acortamiento podría expresarse en función del *criterio de rotura de cizalla friccional* mediante la ecuación: (Anderson, 1951; Weijermars, 1985; Stüwe, 2007):

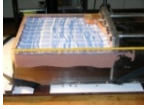
$$\tau = 2[c_0 \mu \rho z (1 - \lambda)] / (\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu \quad [7.21]$$

donde  $\tau$  es la diferencia de esfuerzos críticos,  $c_0$  es la cohesión,  $\mu$  el coeficiente de fricción interna,  $\rho$  la densidad,  $z$  el espesor de la capa y  $\lambda$  el coeficiente de presión de fluidos de Hubbert-Rubey (relación entre la presión de fluidos y la presión litostática).

Mientras para las capas dúctiles es posible asumir una ley potencial de creep de dislocación que depende de la resistencia de creep (e.g. Ranalli, 1995):

$$\tau = (e/A)^{1/n} \exp(H/nRT), \quad H = E + PV \quad [7.22]$$

donde  $\tau$  es el esfuerzo diferencial,  $e$  es la tasa de deformación durante el estado estacionario,  $T$  es la temperatura,  $P$  la presión,  $R$  la constante universal de los



gases,  $H$  la entalpía de activación de creep,  $E$  la energía de activación,  $V$  el volumen de activación y  $n$  y  $A$  los parámetros de creep del material.

La ecuación [7.22] puede ser re-escrita y simplificada:

$$\gamma = A\tau^n \quad [7.23]$$

Cuando  $\eta \approx 1$  el flujo es Newtoniano la ecuación [7.23] toma la forma:

$$\tau = \eta\gamma \quad [7.24]$$

donde  $\eta$  es la viscosidad dinámica.

A sí mismo la ecuación [7.24] se puede relacionar con la velocidad mediante:

$$\gamma^* = \tau^* / \eta \quad [7.25]$$

$$\gamma^* = V^* / L^* \quad [7.26]$$

Siendo cada variable la relación entre el modelo ( $m$ ) y la naturaleza ( $n$ ):

|  |   |
|--|---|
| $\gamma^* = (\gamma_m / \gamma_n) = \varepsilon$ | $\tau^* = (\tau_m^* / \tau_n^*) = \sigma$ |
| $\eta^* = (\eta_m^* / \eta_n^*)$                 | $V^* = V_m^* / V_n^*$                     |
| $L^* = L_m^* / L_n^*$                            |   |

Por tanto, los perfiles de resistencia son función de la viscosidad de las capas, la velocidad y el espesor, y por esta razón cambian durante el proceso de acortamiento. Nosotros mostramos los perfiles de resistencia llevados a cabo antes del comienzo de la compresión, en el estado inicial antes de la deformación. Fig.31.

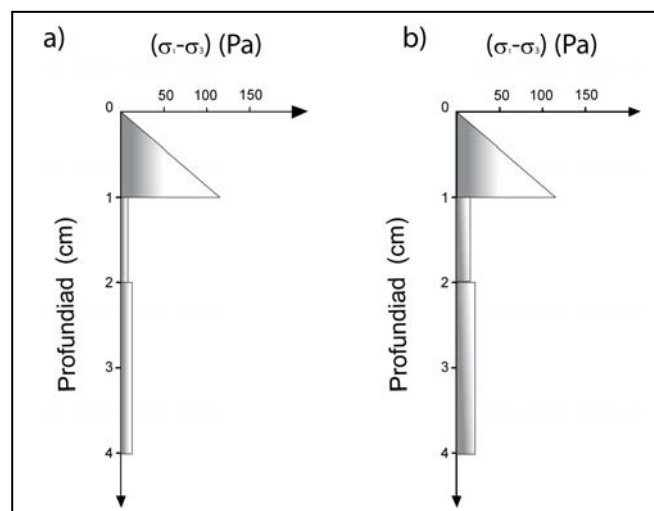
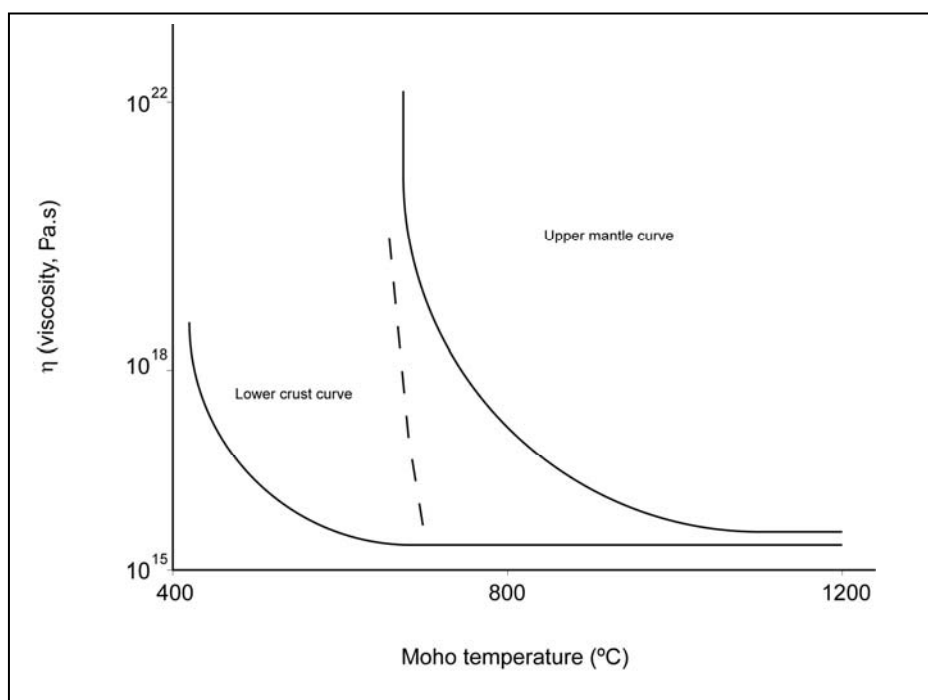


Fig.31. Perfiles de resistencia desde los modelos a) Iberia-I, b) Iberia-II, Iberia-III and Iberia-IV.

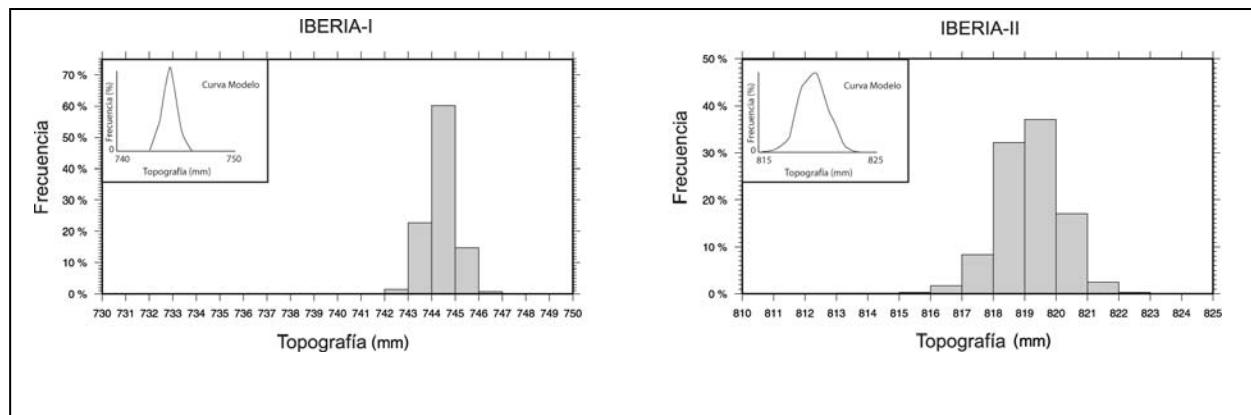
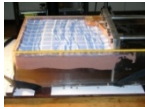
Debido a que en los modelos procesos como flujo o anomalías térmicas no pueden ser modelizadas como ocurre en la Naturaleza, donde parte del acoplamiento mecánico de las diversas capas de la litosfera es controlado por la temperatura en el Moho, en los modelos análogos el peso de acoplamiento o desacoplamiento mecánico recae en la tasa de deformación empleada para deformar el modelo y el espesor de las diferentes capas que constituyen la litosfera. Fig.32.



**Fig.32. El acoplamiento entre las diferentes capas (corteza superior e inferior y manto superior) en la Naturaleza depende de las temperaturas alcanzadas en el Moho. Con el incremento de la temperatura, la viscosidad de la corteza inferior y el manto superior es reducida y ambas curvas “solidus” llegan a estar próximas la una con la otra permitiendo así que el proceso de acoplamiento mecánico entre dichas capas sea posible.**

Como se desprende de los perfiles de resistencia mostrados anteriormente (Fig.31.), está claro que un incremento de la velocidad desde 0.5 cm/h (Iberia-I) a 1 cm/h (Iberia-II, III and IV) da lugar a un incremento del acoplamiento mecánico entre capas.

Si comparamos los histogramas de frecuencia/topografía de los modelos IBERIA-I e IBERIA-II podemos apreciar que existe una interrelación entre la superficie y las estructuras en profundidad de manera que un incremento en la velocidad de acortamiento incrementa la longitud de onda de las principales estructuras dúctiles reduciendo la amplitud, lo cual puede ser visto en las campanas de Gauss obtenidas para dichos modelos desde los histogramas realizados. Fig.33.



**Fig.33. Histogramas de frecuencia para los modelos IBERIA-I e IBERIA-II, mostrando el incremento de la longitud de onda de los pliegues generados en los modelos.**

## 7.8. Deformación de los modelos

La deformación de los modelos se lleva a cabo mediante el empuje a velocidad de una de las paredes de la caja de plexiglás a velocidad constante hasta alcanzar el acortamiento estimado. En nuestro caso para la Península Ibérica hemos considerado un 20% de acortamiento máximo, lo que supone en los modelos entre 8 y 16 cm en función de la velocidad de acortamiento aplicada (ver apartado 7.6). Las figuras se muestran en el anexo.

- *Modelo Iberia-I:* la deformación se acumula próxima a la pared móvil hasta el 15% de acortamiento, momento en que se distribuye hacia el interior del modelo de manera pervasiva.
- *Modelo Iberia-II:* el incremento de la velocidad de acortamiento supone un incremento notable de la longitud de onda de los pliegues, quedando reflejado en superficie por la agrupación de dos familias de cabalgamientos extendiéndose desde la pared móvil hacia el centro del modelo, (para comparación con el modelo anterior: 15% de acortamiento). A partir de este momento y con el incremento de la deformación las estructuras aparecen distribuidas por todo el modelo.
- *Modelo Iberia-III:* a diferencia de los anteriores, este modelo presenta un indenter que permita la transmisión del acortamiento desde la pared de empuje hacia el interior y centro del modelo. Debido a que el modelo no está completo, tan solo podemos decir que se observan dos regiones donde la deformación se distribuye a lo largo de una dirección oblicua a la pared móvil y recta en las proximidades con la pared del extremo fijo. Por otra parte, la distribución in-



homogénea del material debido a problemas técnicos sufridos resulta en la distribución de la deformación y concentración de la misma en zonas previamente acortadas.

- *Modelo Iberia-IV*: No nos permite la comparación con el modelo anterior puesto que ambos fueron acortados bajo la misma velocidad (1cm/h). Pero este modelo muestra una longitud de onda marcada por la distribución en superficie de familias de cabalgamientos (hasta tres). Como en el caso anterior, las estructuras comienzan a formarse junto a la pared móvil de manera oblicua y a partir del 15% de acortamiento se produce la distribución de estructuras con menor longitud de onda, ocupando los espacios entre las familias que se formaban durante el 10% de acortamiento. Se observa cómo la presencia de un indenter transfiere la deformación desde el borde hasta el centro del modelo.

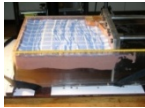
### 7.8.1. Clasificación de estructuras frágiles

Durante el acortamiento impuesto a los modelos, la capa que simula la corteza superior frágil y que se compone de arena feldespática se deforma produciendo estructuras de cabalgamiento (“pop-ups”) que pueden llegar a nuclearse en la corteza inferior dúctil (silicona de baja viscosidad de color rosa en las imágenes, ver anexo) o distribuirse a lo largo de la capa “frágil” bien aflorando en superficie o como cabalgamientos ciegos. En este trabajo hemos seguido una clasificación meramente descriptiva para comentar las distintas estructuras observadas para los perfiles obtenidos.

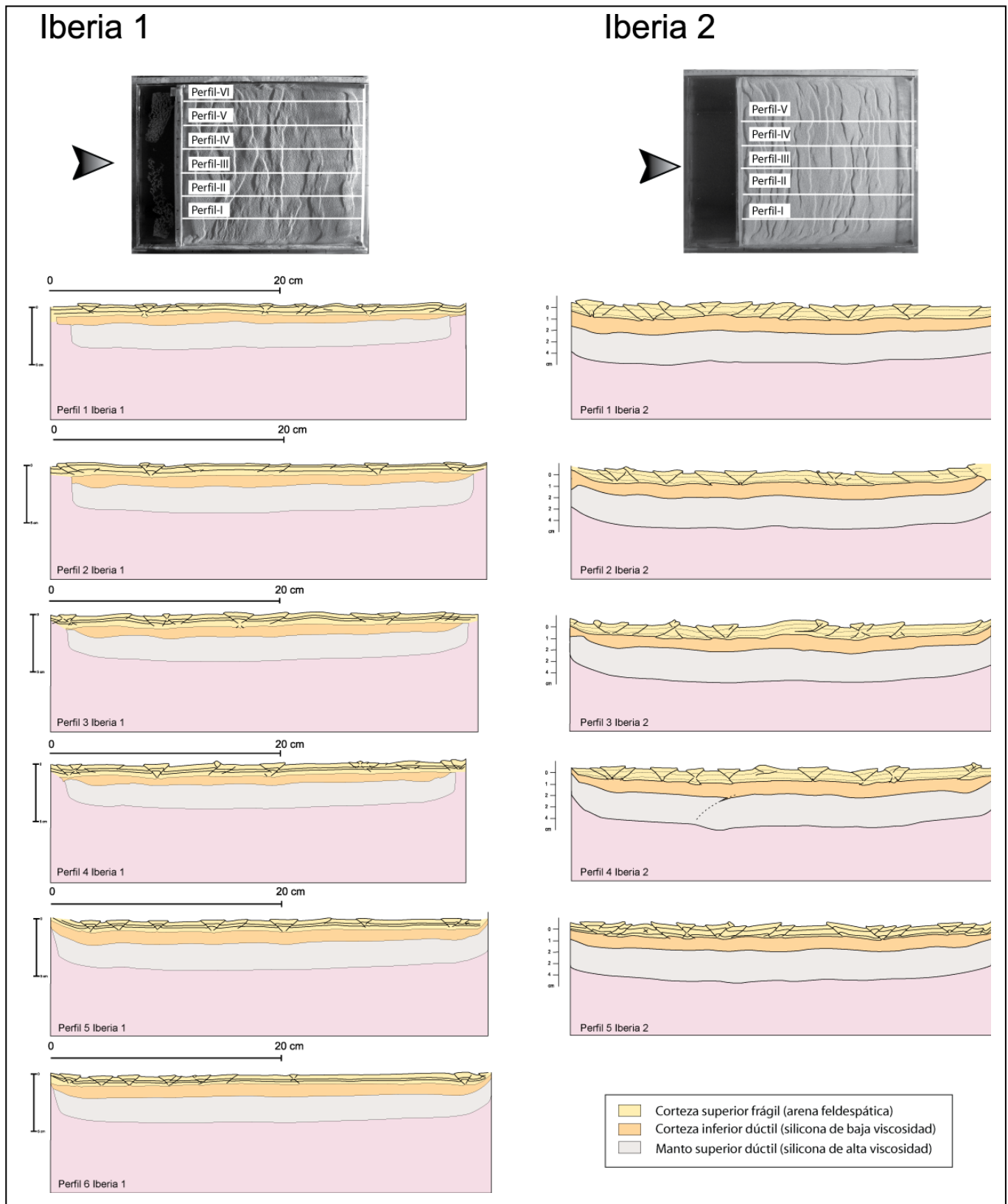
Los modelos IBERIA-I e IBERIA-II, presentan estructuras muy parecidas (Fig.34). En el primero la gran mayoría de los cabalgamientos no llegan a nuclearse en la corteza inferior dúctil (perfiles-I, II, IV), mientras que para el segundo sí parecen estar enraizados en la capa de silicona (todos los perfiles). Este efecto parece estar relacionado con el incremento de la velocidad de acortamiento (véase apartado 7.6. para comparación entre características de los modelos).

Entre las estructuras desarrolladas, el modelo IBERIA-I, muestra tipos de cabalgamientos conjugados tipo “V” y “X” así como cabalgamientos imbricados de vergencias opuestas (perfiles-1 y 4), también pueden observarse estructuras de cabalgamientos ciegos que, en la mayor parte de los casos, se encuentran nucleadas en los niveles más superficiales de la capa frágil (perfiles 1 a 4).

En cuanto al modelo IBERIA-II, la distribución de la fracturación está más distribuida a lo largo de los perfiles y las estructuras observadas acomodan la deformación como fallas de tipo “X” en mayor proporción que aquellas de tipo “V”, así mismo se observa un incremento de los cabalgamientos tipo “L” imbricados que pueden llegar a presentar vergencias opuestas (perfiles 1, 2, 3 y 5). En este modelo, la



presencia de cabalgamientos ciegos decrece a diferencia de cómo se distribuían en el modelo anterior, llegando incluso a no aparecer (perfiles 1 y 5).



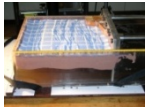
**Fig.34. Perfiles seriados de los modelos IBERIA-I e IBERIA-II mostrando las estructuras frágiles que afectan a la corteza superior y el ligero plegamiento que afecta a las capas dúctiles (corteza inferior y manto superior).**

La comparación entre los modelos IBERIA-III e IBERIA-IV, se antoja más complicada debido a los problemas en la distribución de masa en el modelo. Áreas con engrosamiento de material producen “flexura litosférica”, desarrollándose unas estructuras semi-plegadas donde la deformación se concentra por defecto. Ello conlleva un incremento paulatino del grosor de la capa frágil durante la compresión produciendo una morfología apretada de “cuencas” y “cadenas” e incrementando el apretamiento de las estructuras (perfiles 1, 2 y 3) de ambos modelos) (Fig.35).

En general se observa cómo algunas estructuras se nuclean en la corteza inferior dúctil sin llegar a atravesarla, si bien es cierto que en algunas zonas se aprecian pequeños despegues que parecen estar más relacionados con procesos de acoplamiento de la capa de sílica al hueco dejado por el despegue y levantamiento vertical de la capa de arena que a “detachment” basales (perfil 2,3 y 5 del modelo IBERIA-III). A sí mismo, la mayor parte de estos cabalgamientos presentan unos buzamientos relativamente bajos, si se les compara con el modelo IBERIA-IV, llegando a situarse prácticamente horizontales en algunos casos (perfiles 2, 3 y 5 del modelo IBERIA-III).

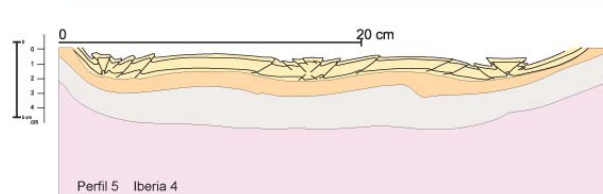
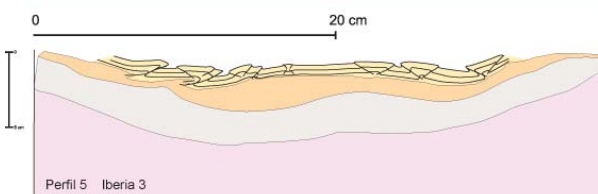
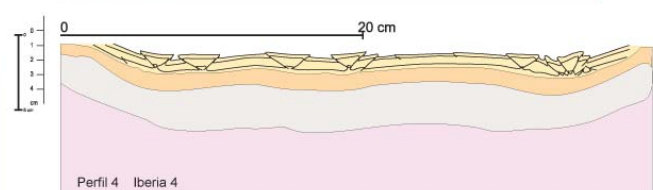
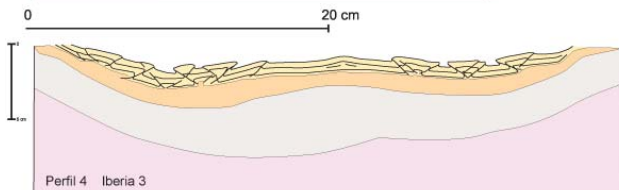
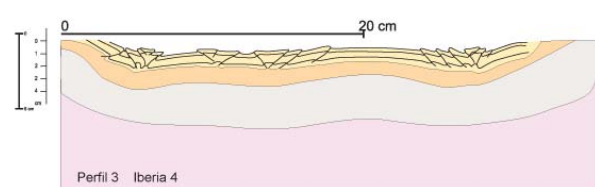
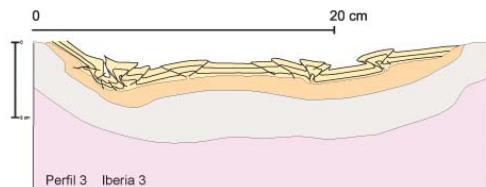
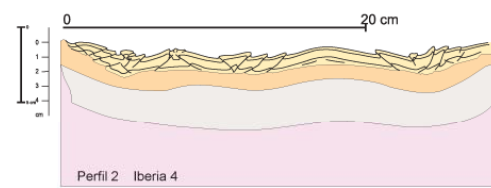
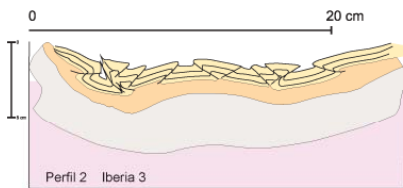
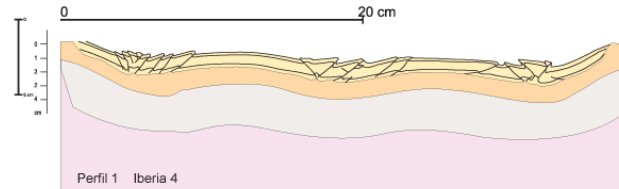
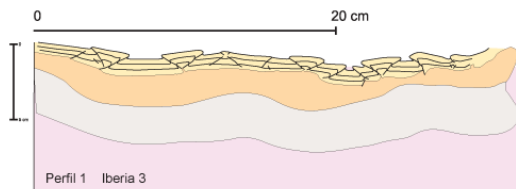
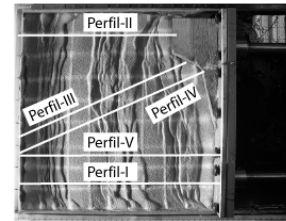
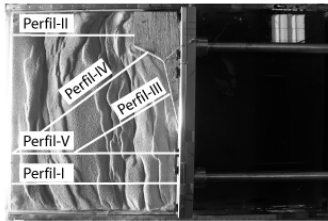
En las proximidades de la pared fija, perpendicular al acortamiento, es notable el desarrollo de cabalgamientos imbricados de vergencias opuestas y muy apretados (perfiles 1, 2, 3 y 5 del modelo IBERIA-IV), mientras que hacia la pared móvil, los pop-up de tipo “X” e “V” predominan, con la presencia de cabalgamientos menores ciegos de vergencias opuestas (perfiles del modelo IBERIA-IV).

La relación de *cross-cutting* que da lugar a las estructuras de tipo “X” parecen difícil de descifrar desde el espaciado de toma de imágenes verticales y escaneado de superficie, por lo que hemos estimado en los modelos futuros disminuir el intervalo de recogida de datos para el análisis posterior y así poder correlacionar las secuencias temporales de cabalgamientos. Por otra parte, resulta de vital interés conocer la secuencia de cabalgamientos y retrocabalgamientos, así como su avance o retroceso (vergencia de cabalgamientos hacia adelante o hacia atrás, “dominant forward” o “dominant backward” respectivamente) a lo largo de la superficie del modelo durante el acortamiento, con el fin de correlacionarlos con la distribución espacial y temporal de las principales cadenas montañosas de la Península Ibérica.



### Iberia 3

### Iberia 4



- Corteza superior frágil (arena feldespática)
- Corteza inferior dúctil (silicona de baja viscosidad)
- Manto superior dúctil (silicona de alta viscosidad)

**Fig.35. Perfiles seriados de los modelos IBERIA-III e IBERIA-IV mostrando las estructuras frágiles que afectan a la corteza superior y el fuerte plegamiento que afecta a las capas dúctiles (corteza inferior y manto superior).**

## 7.9. Límites y restricciones de los modelos análogos

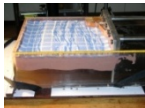
La realización de este tipo de experimentos pasa por una cuidadosa selección de los materiales utilizados para modelizar los procesos naturales. Como otros modelos (analíticos, numéricos, cuantitativos, etc.) los modelos análogos presentan una serie de limitaciones importantes que deben ser tenidas en cuenta a la hora de parametrizar las condiciones existentes. Es por ello que el primer paso en la construcción de los modelos es observar el desarrollo de estructuras atendiendo a las propiedades reológicas y mecánicas de los materiales implicados mediante ensayos de laboratorio y técnicas geofísicas como sísmica, gravimetría, teniendo en cuenta las limitaciones y que pueden llevar a la desestimación o modificación de parámetros a introducir como variables en nuestros modelos. Por tanto, en muchos casos las propiedades y comportamientos de las rocas pueden ser tan solo estimadas cualitativamente (frágil, dúctil, competente y viscoso) ayudándonos a escoger los materiales que mayor similitud presentan con la naturaleza.

Los modelos llevados a cabo envuelven limitaciones importantes relacionadas principalmente con la reología de la litosfera y los efectos térmicos durante la deformación, así como procesos geodinámicos externos relacionados con los procesos morfo-climáticos (procesos de erosión y depósito de sedimentos en cadenas orogénicas, cordilleras y cuencas). En cuanto al primero cabe destacar que los materiales análogos para simular el conjunto y distribución de las propiedades y comportamientos de las distintas rocas que componen la litosfera son limitados y sus precios en el mercado son en general elevados. Este es quizás el factor más importante, debido a la escasez de conocimientos de las propiedades “reales” de las rocas en profundidad. Factores como el conocimiento del comportamiento reológico *in situ*, historia de la deformación del área investigada y dimensiones originales de las unidades sometidas a deformación son de vital importancia a la hora de constreñir todos los parámetros que controlan el desarrollo y práctica de la modelización análoga.

Durante nuestros experimentos, la reología de la litosfera Ibérica fue simplificada asumiendo una corteza superior frágil, y una corteza inferior y manto superior de baja y alta viscosidad respectivamente. Aunque la visión más aceptada de la reología continental de Iberia sugiere una corteza superior “fuerte” y una corteza inferior y manto litosférico “débiles” (Gómez-Ortíz, 2005; Martín-Vázquez, 2008; Ruíz *et al.*, 2006; Tejero y Ruiz, 2002) basado en datos geofísicos, y modelos de elementos finitos.

En estos experimentos no se tuvo en cuenta las variaciones regionales de flujo térmico como las observadas en el Sur y Este peninsular que serán modelizadas en los próximos experimentos.

Por otro lado no es posible llevar a cabo la simulación de reacciones químicas que tienen lugar durante la deformación, así como las diversas reacciones metamórficas que se producen durante los procesos orogénicos.



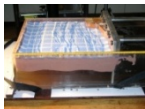
## 8. CONCLUSIONES DEL MODELADO ANÁLOGO

De los modelos análogos se desprende la importancia de las propiedades reológicas de los materiales, el espesor litosférico, su resistencia y estado termal en el control del origen y desarrollo de estructuras en superficie. Así mismo muestran que la primera respuesta al acortamiento produce plegamiento activo de las capas más dúctiles que a su vez controlan la evolución y disposición en superficie de las estructuras frágiles.

Un factor importante en la deformación de los modelos es sin duda la velocidad. Junto con el espesor de las capas juega un papel decisivo en el acoplamiento mecánico entre las distintas unidades y por tanto en el modo en el que van a evolucionar durante el proceso de acortamiento. Mayor acoplamiento mecánico supone un incremento de la longitud de onda de los pliegues generados (absorbida en un primer estadio de la compresión por el manto y controlado por la corteza dúctil con el incremento de la deformación, algo claramente observable si comparamos los modelos Iberia-I sometido a una velocidad de acortamiento de 0.5 cm/h con Iberia-IV, con velocidades de 1cm/h) y una disminución de la amplitud de los pliegues, lo que teóricamente produciría una menor elevación topográfica (este último fenómeno no ocurre en nuestro modelo, por lo que pensamos que puede ser debido al efecto combinado de irregularidades en la silicona o plegamiento previo durante la manipulación, dilatación de la arena por compresión, presencia del indentor, etc).

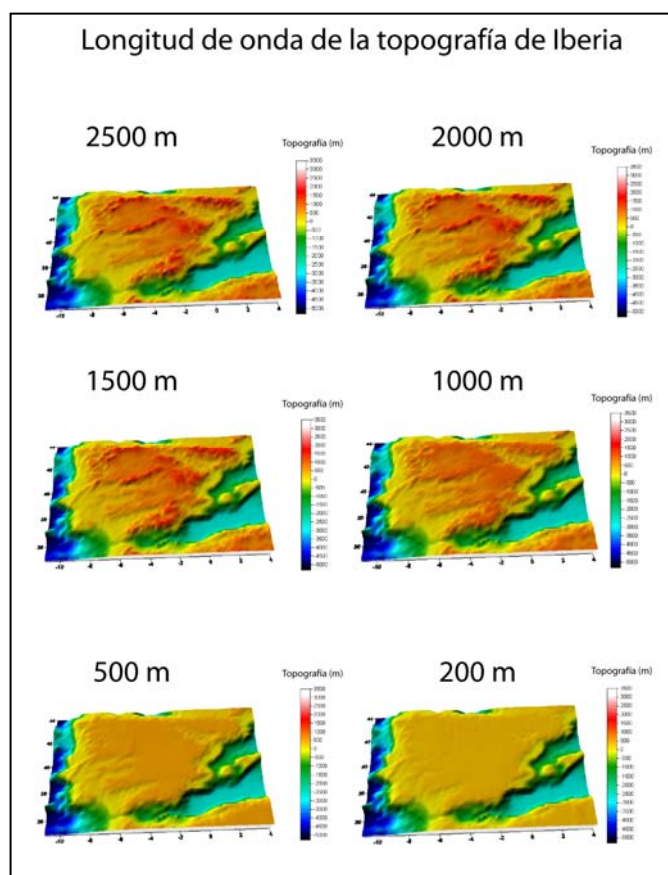
La presencia de un indentor (modelos Iberia-III e Iberia-IV) produce estructuras oblicuas tanto en las capas dúctiles como en superficie, y parece permitir la transmisión de los esfuerzos hacia el interior del modelo. (Ver cortes y foto en los anexos Fig.36-47.).





## 9. DISCUSIÓN. CONTRASTE ENTRE LOS RESULTADOS DE LA MODELIZACIÓN Y LA TECTÓNICA CENOZOICA DEL MICROCONTINENTE IBERIA

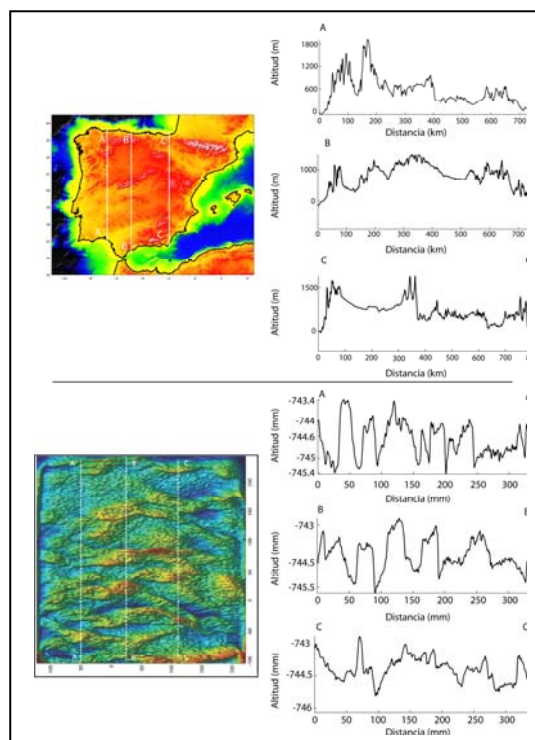
La Península Ibérica se caracteriza por la presencia de cadenas montañosas de orientación E-O regularmente espaciadas. La deformación resultado de la convergencia entre las placas Africana y Europea durante el Terciario y especialmente durante el ciclo Pirenaico (Eoceno-Mioceno inferior) causa la distribución de los principales relieves topográficos y ha sido relacionado con procesos de “buckling” litosférico (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente y Vegas, 2008; Vegas, 1994) como los que se han propuesto para otras áreas intraplaca, como el Atlas marroquí (Teixell *et al.*, 2003, 2004) el Macizo Armoricano de la Bretaña francesa (Lefort y Arganwal, 2000, 2002) o la zona del Goby en Asia Central (Burov *et al.*, 1998) asumiendo variaciones en la longitud de onda y procesos de acomodamiento o desacoplamiento mecánico de los pliegues (Cloetingh *et al.*, 1999). Fig.48. Así mismo, la compresión dio lugar a que estructuras que conforman el grano varisco fueran reactivadas como corredores de fallas y el rift mesozoico resultase invertido.



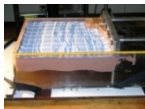
**Fig.48. El filtro de topografía a diferente cota permite observar claramente la regularidad y disposición de los principales relieves montañosos relacionando los mismos con una longitud de onda que implica plegamiento en profundidad de las capas dúctiles que constituyen la litosfera Ibérica.**

Los modelos análogos permiten entender y explicar la evolución del relieve ibérico mostrando que la primera respuesta al acortamiento generado produce pliegues de escala litosférica de diferente longitud de onda para las capas dúctiles (la mayor longitud de onda es absorbida por el manto, quedando una longitud de onda más corta que asume la corteza inferior). Ambos sufren un engrosamiento homogéneo que produce el levantamiento de bloques de corteza inferior a través de estructuras de tipo “pop-up”, cabalgamientos de borde, “flips” tectónicos, cabalgamientos imbricados etc., que despegan desde los puntos de inflexión de los pliegues desarrollados en la corteza inferior engrosada en las charnelas de anticlinales y sinclinales. Este patrón es muy semejante al que se puede observar en profundidad en la Cordillera Cantábrica, el Sistema Central, los Montes de Toledo o Sierra Morena a partir de datos de sismica y gravimetría (ver figuras del anexo 44-47).

De todos los experimentos llevados a cabo, es el modelo Iberia-I el que más similitud presenta con la distribución de cadenas y cuencas en Iberia. Tanto la regularidad del relieve, su geometría en profundidad y la distribución transversal al acortamiento de las cadenas, junto con la formación de cuencas de borde guardan una relación simétrica como la que puede observarse en la naturaleza. Sin embargo el hecho de no poder tener en cuenta procesos erosivos en nuestros modelos lleva a una regularidad y homogeneización del relieve (cortes A-A' y B-B' del modelo, fig.49 inferior) si bien es cierto que el perfil C-C' muestra una heterogeneidad en la distribución de las cadenas. El filtrado de amplitudes y frecuencias puede en cualquier caso mostrar cierto parecido con los del prototipo natural y será investigado en un futuro próximo.



**Fig.49. Comparación entre los perfiles topográficos realizados para tres transectos de la Península Ibérica (A-A', B-B' y C-C') y el modelo IBERIA-I (abajo).**



Los primeros experimentos muestran unos resultados clarificadores de los procesos que afectan a la litosfera de Iberia. Este tipo de modelos se basan en la agrupación de un conjunto de variables que permitan obtener soluciones a problemas geológicos naturales. Es por ello en próximos experimentos que llevaremos a cabo en un futuro inmediato permitirán obtener más información y mayor parecido con la estructuración del relieve de la Península Ibérica y la dinámica cortical y litosférica del Microcontinente Iberia. Para ello se llevará a cabo la introducción de bandas de silicona “débil” para mostrar el rol del grano estructural varisco heredado, donde la deformación intraplaca queda concentrada. Así mismo se desea demostrar si la litosfera ibérica está constituida por una serie de capas dúctiles con contraste positivo (incremento de la resistencia del manto litosférico) en profundidad o negativo (corteza inferior de mayor resistencia que el manto litosférico) que permita aclarar el estado mecánico de la litosfera Ibérica así como su evolución.

Este proyecto está financiado por los proyectos: Consolider Ingenio 2006; “Topo-Iberia” CSD2006- 00041 y el CGL2006-13926-C02-01-02 “Topo Iberia Foreland del Ministerio de Educación y Ciencia de España. El autor quiere agradecer a la Universidad Complutense de Madrid por la Beca concedida y al *Laboratorio de Tectónica* de la Vrije Universiteit de Amsterdam en Holanda.

## 10. BIBLIOGRAFÍA

- Afonso J.C., Ranalli G. (2004): Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics* 394. 221-232.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., (coord.), Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., Rodríguez, J.M., (2004): *Cuenca del Duero*. In: Geología de España (J.A.Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid pp. 550-556.
- Alonso-Zarza, A.M. (coord.), Calvo, J.P., Silva, P.G., torres, T., (2004): *Cuenca del Tajo*. In: Geología de España (J.A.Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid pp. 550-556.
- Álvarez, J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., y Vegas, R., (2004): Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: Las Sierras de Guadalupe y Montánchez. *Geo-Temas*, 6 (5), 221-224.
- Álvarez-Marrón, J., Perez-Estaun, A., Danobelt, J.J., Pulgar, J.A., Martínez Catalán, J.R., Marcos, A., Bastida, E., Ayarza Arribas, R., Aller, J., Gallart, A., Gonzalez-Lodeiro, E., Banda, E., Comas, M.C., Córdoba, D., (1996): Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264 (1996) 153-174.
- Álvaro, M., Capote, R. and Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-177.
- Anderson, E.M., (1951): *The dynamics of faulting*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206pp.
- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloetingh, S., Giner, J.L., and Muñoz-Martín, A., (1999): Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: Variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, 305, 153-164.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J.G. de and Peinado, M., (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, 2: 87-110.
- Biot, M., Ode, H., and Roever, W.L., (1961): Theory of Folding of Stratified Viscoelastic Media and Its Implications in Tectonics and Orogenesis. *Shell Development Company, Houston, Texas*.
- Burov, E.B., and Diament, M., (1995): The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: What does it really mean?. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, NO. B3: 3905-3927.
- Burov, E.B., and Molnar, P., (1998): Gravity anomalies over the Ferghana Valley (central Asia) and intracontinental deformation. *J. Geophys. Res.*, 103, 18, 137-18,52.



- Burov, E., and Watts, A.B., (2006): The long-term strength of continental lithosphere: "jelly sandwich" or "Crème brûlée"? *GSA Today*, 16: 4-10.
- Burov, E. (2007): *Crustal and Lithospheric Dynamics* in Treatise on Geophysics, vol. 6, pp. 99-151.
- Byerlee, J.D., (1968): Brittle ductile transition in rocks. *J. Geophys. Res.* 73: 4741-4750.
- Cadell, H.M., (1889): Experimental researches in mountain building, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 1, 339-343, 1889.
- Casas Sainz, A., Cortés-Gracia, and Maestro-González, A., (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian Plate: Origin and evolution of the Almazan Basin, *Tectonics*, 19, 258-289.
- Casas Sainz, A., and Faccenna, C., (2002): Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13, 2001.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, J., (1972): Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 18 (1973) 109-118.
- Civis, J., (2004): *Cuencas cenozoicas*. En Capítulo 6 del libro *Geología de España* (Vera, J.A., Ed. Prpal.) Sociedad Geológica de España; IGME: 585-630 pp.
- Cloetingh, S., Burov, E. and Poliakov, A., (1999): Lithosphere folding: primary response to compression?. *Tectonics* 18, pp. 1064–1083
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002): Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 5, 1041-1067.
- Cloetingh, S., and Topo-Europe Team, (2007): 4-D topography evolution in Europe: Uplift, subsidence and sea level change (TOPO-EUROPE). *Global and Planetary Change*, vol. 58, 1-4, 8-12.
- Cloos, E., (1955): Experimental analysis of fracture patterns, *Geological Society of America Bulletin*, 66, 241-256, 1955.
- Corrochano, A., (1980): Los sistemas de abanicos aluviales del Paleógeno de Zamora. *Temas Geol. Min.* 6, 802-804.
- Cortés-Gracia, A.L., y Casas-Sainz, A.M., (1999): Estructura y cinemática de los pliegues y cabalgamientos de Belchite-Sierra de Arcos (Cordiller Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, nº. 25, 213-227.
- Daubre, A., (1879): *Etudes synthétiques de géologie expérimentale*, 828 pp., Dunod, pt. 1 Paris, 1879.

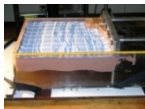
- De Bruijne, C.H. and Andriessen, P. (2002): Far field effects of alpine plate tectonicism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349. 161-184.
- De Bruijne, C.H., Andriessen, P.A.M., (1999): Interplay of interpolate processes in the Iberian Peninsula assessed by apatite fission track analysis. Abstract of the 11th Meeting of the Association of European Geological Societies, *Instituto Tecnológico Geominero de España*, p. 6.
- Del Río, P., Barbero, L., y Stuart, F., (2006): Historia del levantamiento tectónico de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica, España): restricciones en base a cronología mediante huellas de fisión y (U-Th)/He en apatitos. *Geogaceta*, 40, pp7-10.
- De Vicente, G., Giner-Robles, J.L., Muñoz-Martín, A., González, J.M. and Lindo, R., (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4), 405-442 pp.
- De Vicente, G., Martín-Velázquez, S., Rodríguez-Pascua, M.A., Muñoz-Martín, A., Arcilla, M., y Andeweg, B., (2000): Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica. *Geotemas*, 1 (1): 95-98.
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerá, J., Muñoz-Martín, A., Casas, A., Cloetingh, S., and Álvarez, J., (2004): *Estructura Alpina del antepaís Ibérico* . En Capítulo 7 del libro Geología de España (Vera, J.A., Ed. Prpal.) Sociedad Geológica de España; IGME: 585-630 pp.
- De Vicente, G., Olaiz, A., Muñoz-Martín, A., Vegas, R., Cloetingh, S., Galindo, J., Rueda, J., y Álvarez, J., (2006): Campo de esfuerzos activo entre Iberia y Argelia. Inversión de mecanismos focales del tensor del momento sísmico. *5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Sevilla, 2006.
- De Vicente, G., and Vegas, R., (2008): Topography controlled by large scale distributed deformation along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constrains. *Tectonophysics* (in press).
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J., and Fernández-Lozano, J., (2008): Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, VOL. 27, TC1009, doi:10.1029/2006TC002093, 2008.
- Dixon, J.M., and Summers, J.M. (1986): Another word on the rheology of silicone putty: Bingham. *Journal of Structural Geology*, Vol. 8, No. 5, pp. 593 to 595, 1986.
- Druet-Vélez, M., Muñoz-Martín, A., Carbó, A., Álvarez, J., y Llanes-Estrada, P., (2004): Modelización gravimétrica de la transición entre corteza continental y oceánica en el margen oeste de Galicia. *Geo-Temas*, 6 (3), 2004.





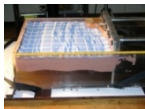
- Doblas, M., (1991): Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, 191, 325-334 pp.
- Escher, B.G., and P.H. Kuenen,(1929): Experiments in connection with salt domes. *Leidsche Geologische Mededeelingen*, 3, 151-182, 1929.
- Favre, A.,(1878): Archives des Sciences Physique et Naturelles,, No.246, 1878.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S., De Vicente, G., (2007): Recent evolution of the Iberian relief: insights from lithospheric modeling. *14th Annual Symposium NSG: Topography and System Earth. 6 December 2007, Trippenhuis KNAW. Amsterdam (The Netherlands)*.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E., (1998): Heat flow, heat production and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 219, 29-53.
- Friend, P., and Dabrio, J.C., (1996): *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of cristal kinematics*. Cambridge University Press, 400 pp.
- Fullea, J., Fernández, M. Zeyen, H., (2006): Lithospheric structure in the Atlantic-Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. *C.R. Geoscience*, 338, 140-151.
- Fullea, M. Fernández, H. Zeyen, J. Vergés (2007): A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics*. 430 (2007) 97-117.
- Galileo, G. (translated by Macmillan, 1914): *Dialogue concerning two new sciences*. Prometheus Books.
- Gallastegui J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 22 : 9-231 (2000).
- Goetze, C., and Evans, B., (1979): Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 59, 463-478.
- Gómez-Ortiz, D., Tejero-López, R. Babín-Vich, R., Rivas-Ponce, A., (2005): Crustal density structure in the Spanish Central System derived from gravity data analysis (Central Spain). *Tectonophysics*, 403 (2005) 131– 149.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A., and Carbon, D. (1999): Present and Recent stress regime in the Eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308:487-502.
- Grotenhuis, S.M., Piazzolo, S., Pakula, T., Passchier, C.W., Bons, P.D., (2002): Are polymers suitable rock analogs?.*Tectonophysics*, 350 (2002) 35– 47.

- Guimerà, J., Más, R., Alonso, A. (2004): Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and contractional inversion. *Jour. of the Geological Soc.* (Londres), 16: 291-303.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., and Spakman, W., (2002): Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 12, 1071-1074 pp.
- Hall, J., (1815): On the vertical position and convolutions of certain strata and their relationship with granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 7, 79-108, 1815.
- Handy, M.R., Hirth, G., and Hovius, N., (2007): *Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth*. Cambridge, Massachusetts, 446 pp.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simón, J.L., Gonzalez-Casado, J.M., Vellido, O., Rodriguez-Pascua, M. A., Cicuendez, J. I., Casas, A., Cabanas, L., Rincon, P., Cortes, A. L., Ramirez, M., and Lucini, M., (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distribution in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, vol. 19, n. 4, pp 762-786.
- Hubbert M. K. (1937): Theory of Scale Models as Applied to the Study of Geologic Structures. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol 48. PP 1459-1520.
- Hubbert, M.K., (1951): Mechanical basis for certain familiar geologic structures, *Geological Society of America Bulletin*, 62, 355-372, 1951.
- IGN.- <http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisIndice.jsp>
- Jackson J. (2002): Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich? . *GSA Today*.
- Jackson, J. McKenzie, D. Priestley, K. Emmerson, B. (2008): New views on the structure and rheology of the lithosphere. *Journal of the Geological Society* 2008; v. 165; p. 453-465.
- Jimenez-Munt, I., Fernández, M., Vergés, J., Zeyen, H., Fuellea, J., Afonso, J.C., García-Castellanos, D., (2008): The lithospheric structure across the NW Moroccan Margin: evidences for large scale tectonic inversion. *EGU2008-A-10212*, Vienna, 2008.
- Johnson, A.M., (1965): *A Model for Debris Flow*. Thesis, The Pennsylvania State University, University Park, Pa., 232 pp.
- Johnson, A.M. and Hampton, M.A., (1969): Subaerial and Subaqueous Flow of Slurries. final Report. *Stanford University, Branner Library, Stanford, Calif.*, 220 pp.
- Johnson, M., and Pollar, D., (1973): Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I: Field observations, Gilbert's Model, Physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics*, 18 (1973) 261-309.



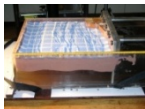
- Juez-Larré, J., and Andriessen, P.A.M., (2002): Post late Paleozoic tectonism in the Southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission tracks analysis. *Tectonophysics*, 349, 1-4: 113-129.
- Jurado, M.J., and Müller, B., (1997): Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia, new results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282: 99-115.
- Krantz R., (1991): Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188 (1991) 203-207.
- Kuenen, P.H., and L.U. de Sitter, (1938): Experimental investigation into the mechanism of folding. *Leidse Geologische Mededelingen*, 217-239, 1938.
- Lefort, J.P., and Agarwal, B.N., (2000): Gravity and geomorphological evidence for a large crustal bulge cutting across Brittany (France): a tectonic response to the closure of the Bay of Biscay. *Tectonophysics*, 323 (2000) 149–162.
- Lefort, J. P., and Agarwal, B.N., (2002): Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin. *Tectonophysics* 350 (2002) 193– 213.
- Link, T.A., (1930): Experiments relating to salt-dome structures. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 14, 483-508, 1930.
- Loneragan, L., and White, N., (1997): Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.
- Maggi A., Jackson J.A., McKenzie D., and Prestley K., (2000): Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology*. v.28; no. 6; 495-498.
- McClay, K., (1976): The rheology of plasticine. *Tectonophysics*, plastic flow in fine grained limestone. *Tectonophysics*, 43:33: T7—T15.
- Mandelbrot, B.B. (1975): *Los objetos fractales: Forma, azar y dimensión*. Metatemas. 221 pp.
- Marone, F., Van der Meijde, M., Van der Lee, S. Giardini, D., (2003): Joint inversión of local, regional and teleseismic data for crustal thickness in the Eurasia-Africa plate boundary región. *Geophysical Journal International*, (2003), 154, 499-514 pp.
- Martín-González, F., Capote, R., Barbero, L., Insua, J.M., y Martínez-Díaz, J.J. (2006): Primeros resultados de huellas de fisión en apatito en el sector Lugo-Ancas (Noroeste de la Península Ibérica). *Geogaceta*, 40, pp 79-82.
- Martín-Velázquez, S., De Vicente, G., Gutiérrez-Elorza, F.J. (2008): Resistencia, espesor elástico efectivo y deformación de la litosfera Ibérica (Sistema Central y cuencas del Duero y Tajo). *Geo-Temas*, 2008.

- Mead, W.J., (1920): Notes on the mechanics of geologic structures, *Journal of Geology*, 28, 505-523, 1920.
- Mechelen J.L., (2004): Strength of moist sand controlled by surface tension for tectonic analogue modelling. *Tectonophysics*, 384 (2004) 275-284.
- Mooney, M., and Ewart, R. H., (1934): The coni-cylindrical viscometer. *Physics* 5, 350-354.
- Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F., and González-Lodeiro, F., (1999): Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea. *Geology*, v.27; n°.8; p. 735-738.
- Mulugeta, G., and Koyi, H., (1987): Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. *Geology* 15,1052– 1056.
- Nettleton, L.L., and T.A. Elkins, (1947): Geologic models made from granular materials, *Transactions - American Geophysical Union*, 28, 451-466, 1947.
- Oertel, G., (1962): A progress report on stress, strain and fracture in clay models of geologic deformation, *Geotimes*, 6, 26-31, 1962.
- Olaiz, A., (2006): *Inversión de esfuerzos tectónicos activos en Europa a partir de mecanismos focales calculados mediante el tensor momento sísmico*. Tesis Diploma de Estudios Avanzados, Universidad Complutense de Madrid.
- Olaiz, A., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R., (2008): European continuous active tectonic strain-stress Map. *Tectonophysics* (en prensa).
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Pena dos Reis, R., Whitmarsh, R., and Ribeiro, A., (1996): The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, Vol. 149.
- Platt, J.P., and Vissers, R.L.M., (1989): Extensional collapse of the thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17, 540-543.
- Ranalli, G., (1995): *Rheology of the Earth*. Second Edition. Chapman&Hall, pp. 1-407.
- Ranalli G. (2000): Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics*. 30. 3-15.
- Ranalli, G., (2001): Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, 32 (2001) 65-76.
- Ramberg, H., (1955): Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures, *Journal of Geology*, 63, 512-526, 1955.



- Ramberg, H., (1981): *Gravity, deformation and the Earth's crust*, Academic Press, London, 1981.
- Reiner, M., (1960): *Deformation, Strain and Flow*. Lewis, London, 347 pp.
- Rodríguez, V., Villalobos, M., Jorquera, A., y Díaz del Olmo, F. (1988): Geomorfología del sector meridional de la cuenca del Guadiana: Revista de la Sociedad Geológica de España, 1 (1-2): 157-164.
- Ruiz, J., Gómez-Ortiz, D., Tejero, R., (2006): Effective elastic thicknesses of the lithosphere in the Central Iberian Peninsula from heat flow: Implications for the rheology of the continental lithospheric mantle. *Journal of Geodynamics*, 41 (2006) 500–509.
- Santanach P., (1994): *Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos*. Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe. Nº.19. Ed. Do Castro. A Coruña.
- Schardt, H., (1884): Geological Studies in the Pays-D'Enhant Vaudois, Bull. de le Soc. Vaudois des Sci. Nat., xx, 143-146, 1884.
- Schellart, W.P., (2002): *Analogue modelling of large-scale tectonic processes: an introduction*. *Journal of the Virtual Explorer*, 7, 1 - 6.
- Schindler, A., Jurado, M.J., and Mueller, B. (1998): Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics*, 300, 63-77.
- Shaw, H.R., Wright, T.L., Peck, D.L. and Okamura, R., (1968): The viscosity of basaltic magma: analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Am. J. Sci.*, 266: 225-264.
- Sibson, R.H., (1974): Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249, 542-544.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., and Spakman, W., (2004): Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, B08104, 2004.
- Simancas, J., Carbonell, R., González-Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A., Juhlin, A., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, A., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R., Expósito, I., (2003): Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, VOL. 22, NO. 6, 1062, doi:10.1029/2002TC001479, 2003.
- Sokoutis, D., Bonini, M., Medvedev, S., Boccaletti, M., Talbot, Ch.J., Koyi, H., (2000): Indentation of a continent with a built-in thickness change: experiment and nature. *Tectonophysics* 320 (2000) 243–270.
- Sokoutis, D., Burg, J.P., Bonini, M., Corti, G., Cloetingh, S. (2005): Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics*, 406 (2005) 1–15.

- Sopeña, A. (ed) (2004): *Cordillera Ibérica y Costero Catalana*: In: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 465-527.
- Srivastava, S.P., Roest, W. R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., and Macnab, R., (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Stapel, G., (1999): *The nature of isostasy in West Iberia and its bearing on Mesozoic and Cenozoic regional tectonics*. PhD Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, pp. 148.
- Stüwe, K., (2007): *Geodynamics of the lithosphere* (2<sup>nd</sup> Ed.). Springer-Verlag Berlin. 493 pp.
- Suriñach, E., Vegas, R., (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51 (1988) 226-234.
- Teixell, A., (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the west-central Pyrenees. *Tectonics*, 17: 395-406.
- Teixell, A., (2000): Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, 288: 54-65.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M., Charroud, M., (2003): Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Marocco). *Tectonics*, 22 (5), 1051.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., and Julivert, M., (2003): Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Maroco). *Tectonics*, vol. 22, NO. 5,1051.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., and Julivert, M., (2004): Deformación y generación de relieve intraplaca en las cadenas Atlásicas de Marruecos. *Geo-Temas*. 6 (5), 2004.
- Tejero, R., Ruíz, J., (2002): Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350. (2002) 49– 62.
- Tejero R., González-Casado, J.M., Gómez-Ortiz, D., and Sanchez-Serrano, F., (2006): Insights into the tectonic topography of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76 (2006) 280– 294.
- Vegas, R., Vázquez, J.T., Suriñach, E., and Marcos, A., (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184 (1990) 367-378.
- Vegas, R., (1994): A tectonic model for the volcanic province of Olot (NE Spain). *Geogaceta*, 15, 121-123, 1994.
- Vegas, R., De Vicente, G., Muñoz Martín, A. and Palomino, R. (2004): Los corredores de fallas de Regua-Verín y Vilarica: zonas de transferencia de la deformación intraplaca en la Península Ibérica. *Geotemas*, 6(5) 245-249.
- Vegas, R., (2005): Deformación alpina de macizos antiguos. El caso del Macizo Ibérico (Hespérico). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 100 (1-4), 2005, 39-54.



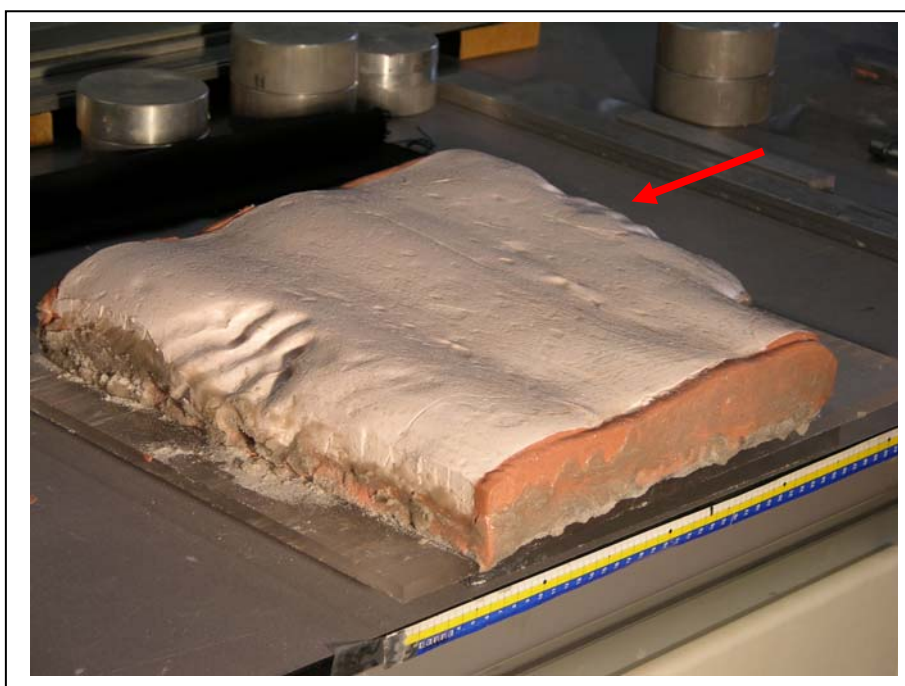
- Vegas, R., (2006): Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat* (Sec. Geol). 101 (1-4), 31-40.
- Vergés, J., and Fernández, M., (2006): *Ranges and Basins in the Iberian Peninsula: their contribution to the present topography*. In *European Lithosphere Dynamics* (Geological Society Memoir) (D. Gee and R. Stephenson Eds), v. 32, p. 223-234.
- Weijermars R. (1985): Flow Behaviour and Physical Chemistry of Bouncing Putties and Related Polymers in View of Tectonic Laboratory Applications. *Tectonophysics*, 124 (1986) 325-358.
- Weijermars R., Schmeling H., (1986): Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43 (1986) 316—330.
- Willis, B., (1893): Part 2; The mechanics of Appalachian structure, *United States Geological Survey Annual Report*, 13, Part 2, 211-281, 1893.
- Zeyen, H.J., Banda, E., Gallart, J., Ansorge, J., (1985): Wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 75 (1985) 393-402.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Memoir, 43: 1-198.



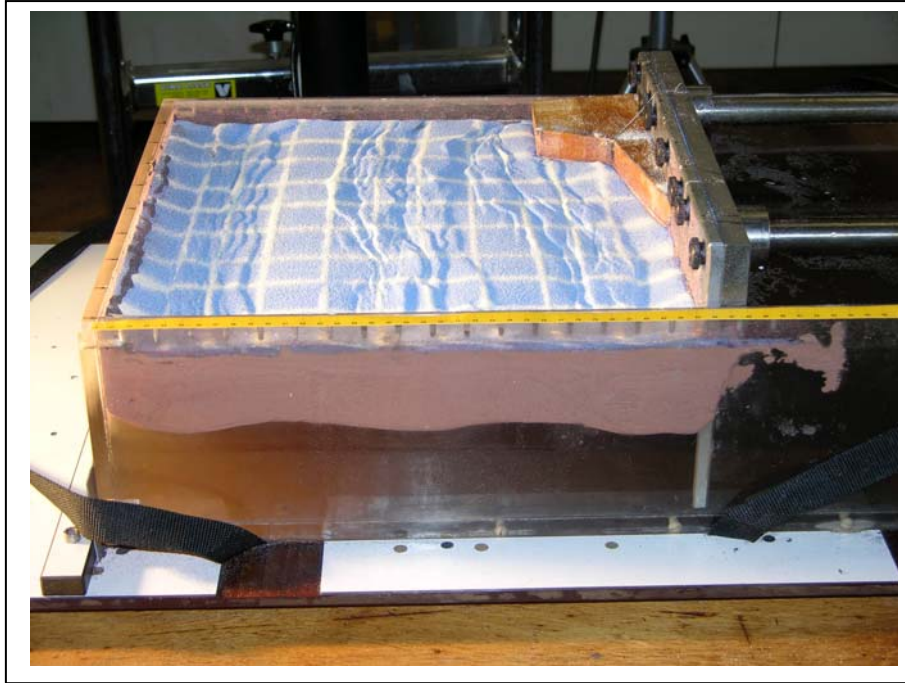
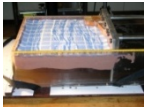
## 11. ANEXO



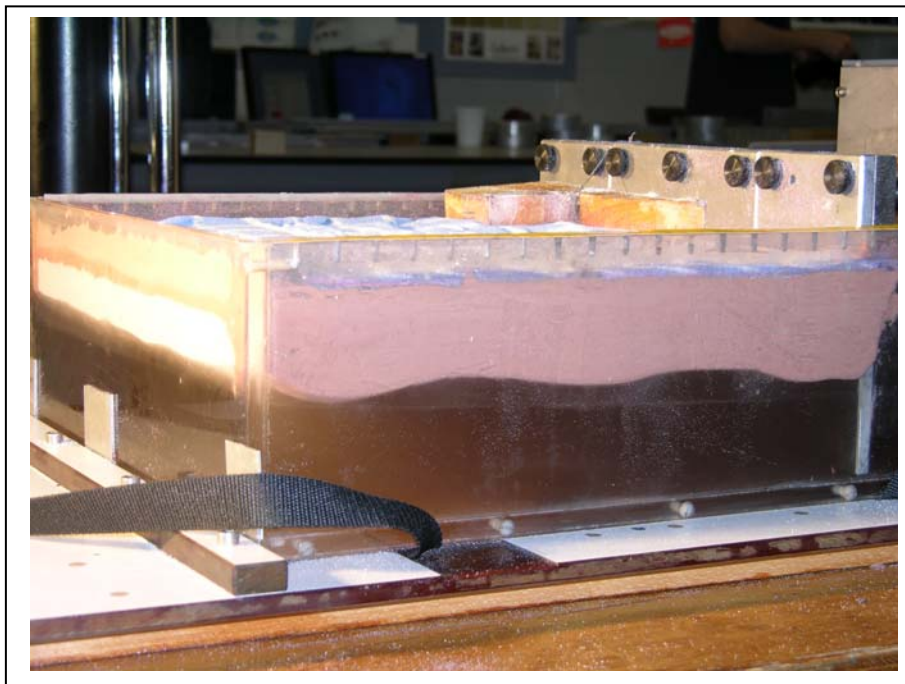
*Fig.36. Modelo IBERIA-IV invertido. Se pueden observar tres grandes pliegues que afectan al manto (silicona de alta viscosidad).*



*Fig.37. Modelo IBERIA-IV invertido. Tomado desde otro ángulo se puede observar la oblicuidad del pliegue (flecha roja) que se forma en las proximidades de la pared móvil, mientras que los otros dos grandes pliegues que afectan al manto presentan una morfología rectilínea.*



**Fig.38. Vista del Modelo IBERIA-IV. Obsérvese los pliegues originados en las capas dúctiles y la fracturación en superficie afectando a la capa "frágil".**



**Fig.39. Vista del Modelo IBERIA-IV. Obsérvese los pliegues originados en las capas dúctiles.**

# IBERIA-I

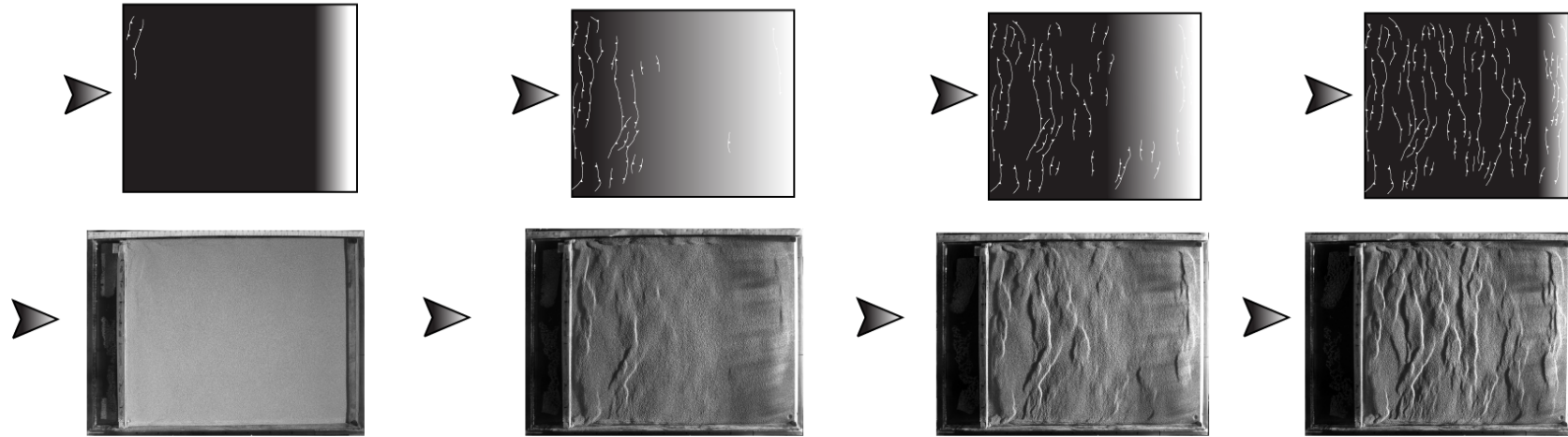
## Imagen superior de cámara

5% volumen de acortamiento  $\approx 35$  km

10% volumen de acortamiento  $\approx 70$  km

15% volumen de acortamiento  $\approx 105$  km

20% volumen de acortamiento  $\approx 140$  km



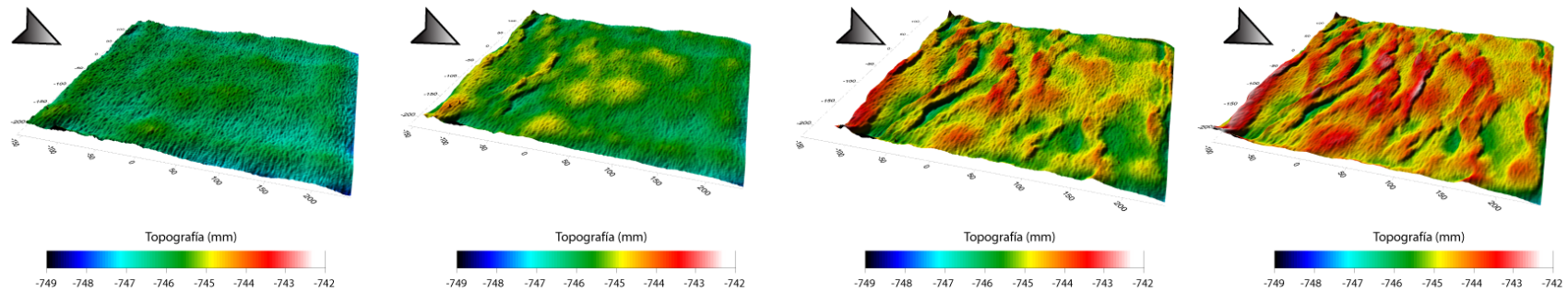
## Modelo digital del terreno

5% volumen de acortamiento  $\approx 35$  km

10% volumen de acortamiento  $\approx 70$  km

15% volumen de acortamiento  $\approx 105$  km

20% volumen de acortamiento  $\approx 140$  km



*Fig. 40. Modelo de deformación y 3-D generado a partir del modelo digital obtenido mediante el escaneado de la superficie del modelo IBERIA-I para tasas de acortamiento de 5, 10, 15 y 20%. Las flechas marcan la dirección de acortamiento.*



## IBERIA-II

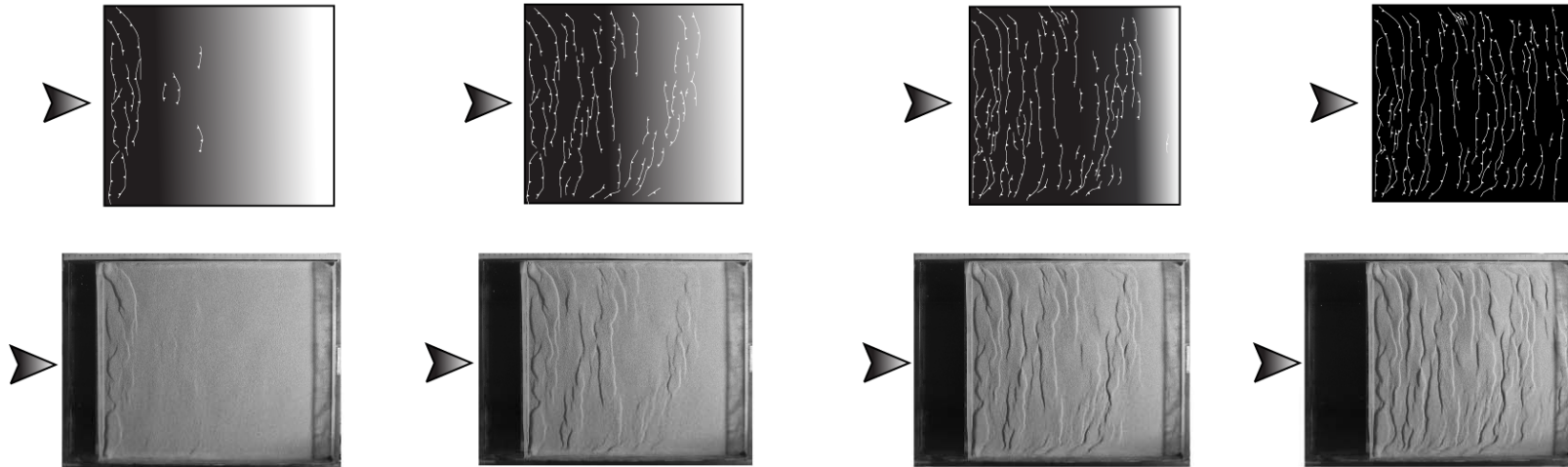
### Imagen superior de cámara

5% volumen de acortamiento  $\approx 35$  km

10% volumen de acortamiento  $\approx 70$  km

15% volumen de acortamiento  $\approx 105$  km

20% volumen de acortamiento  $\approx 140$  km



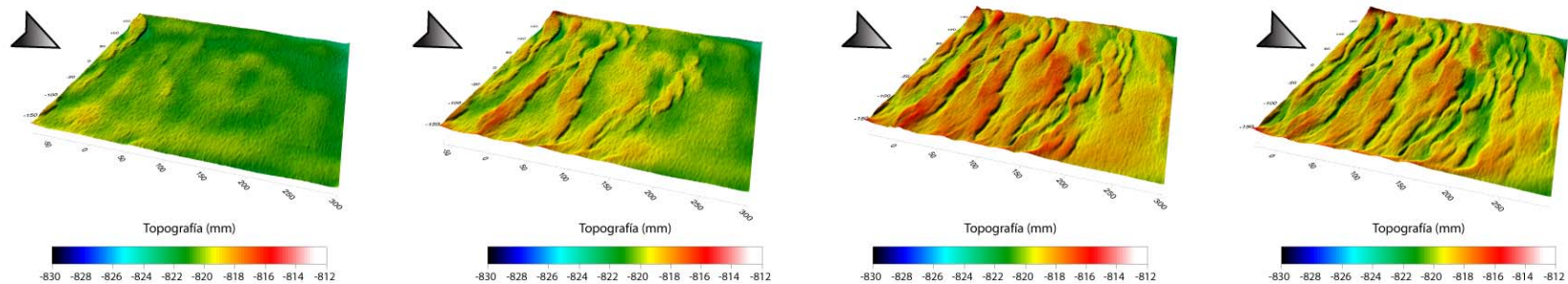
### Modelo digital del terreno

5% volumen de acortamiento  $\approx 35$  km

10% volumen de acortamiento  $\approx 70$  km

15% volumen de acortamiento  $\approx 105$  km

20% volumen de acortamiento  $\approx 140$  km

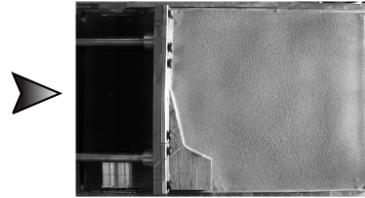
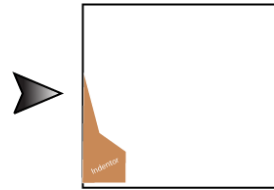


**Fig. 41.** Modelo de deformación y 3-D generado a partir del modelo digital obtenido mediante el escaneado de la superficie del modelo IBERIA-II para tasas de acortamiento de 5, 10, 15 y 20%. Las flechas marcan la dirección de acortamiento.

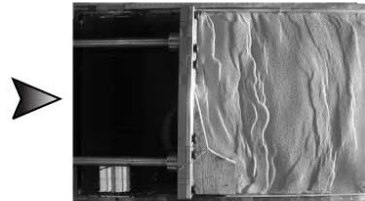
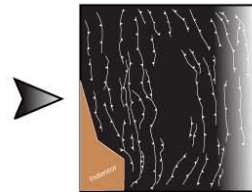
## IBERIA-III

### Imagen superior de cámara

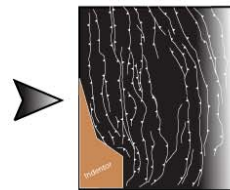
5% volumen de acortamiento  $\approx 35$  km



15% volumen de acortamiento  $\approx 105$  km

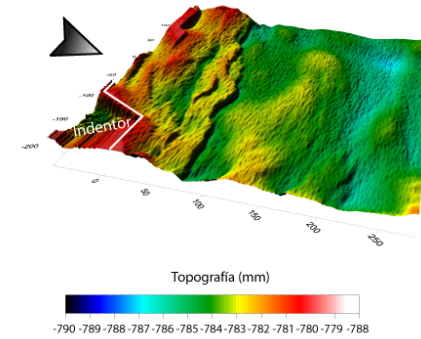


20% volumen de acortamiento  $\approx 140$  km



### Modelo digital del terreno

15% volumen de acortamiento  $\approx 105$  km



20% volumen de acortamiento  $\approx 140$  km

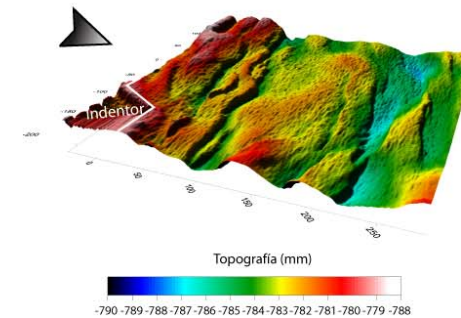
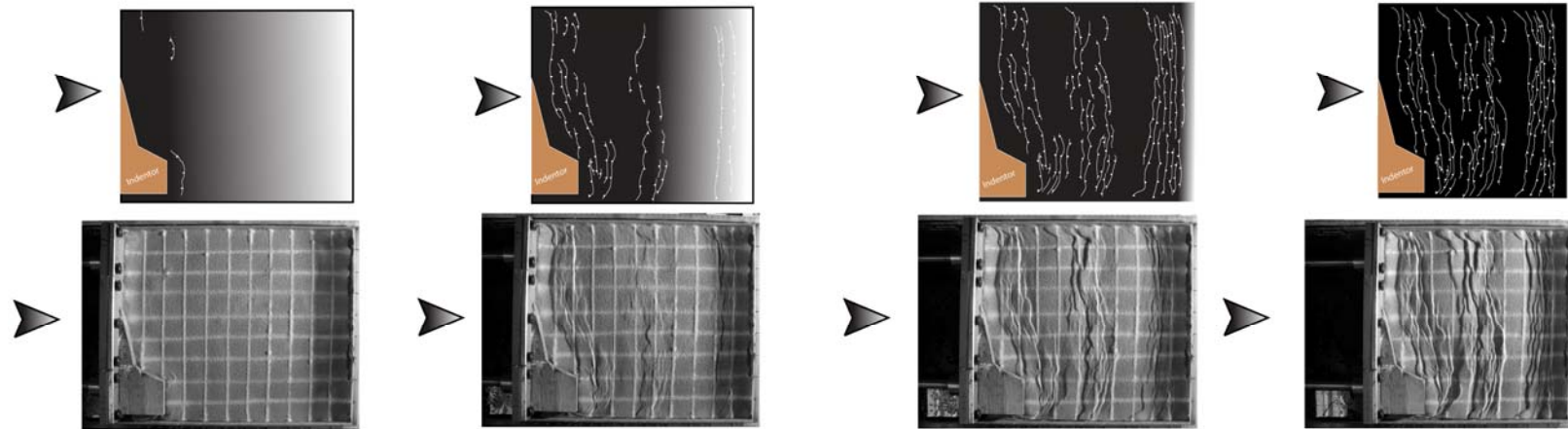


Fig. 42. Modelo de deformación y 3-D generado a partir del modelo digital obtenido mediante el escaneado de la superficie del modelo IBERIA-III para tasas de acortamiento de 5, 10, 15 y 20%. Las flechas marcan la dirección de acortamiento.

# IBERIA-IV

## Imagen superior de cámara

5% volumen de acortamiento  $\approx 35$  km    10% volumen de acortamiento  $\approx 70$  km    15% volumen de acortamiento  $\approx 105$  km    20% volumen de acortamiento  $\approx 140$  km



## Modelo digital del terreno

5% volumen de acortamiento  $\approx 35$  km    10% volumen de acortamiento  $\approx 70$  km    15% volumen de acortamiento  $\approx 105$  km    20% volumen de acortamiento  $\approx 140$  km

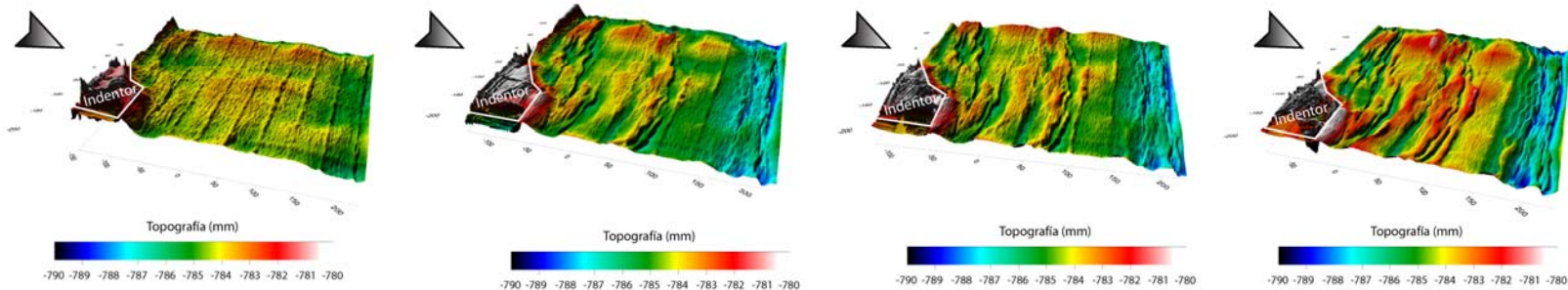
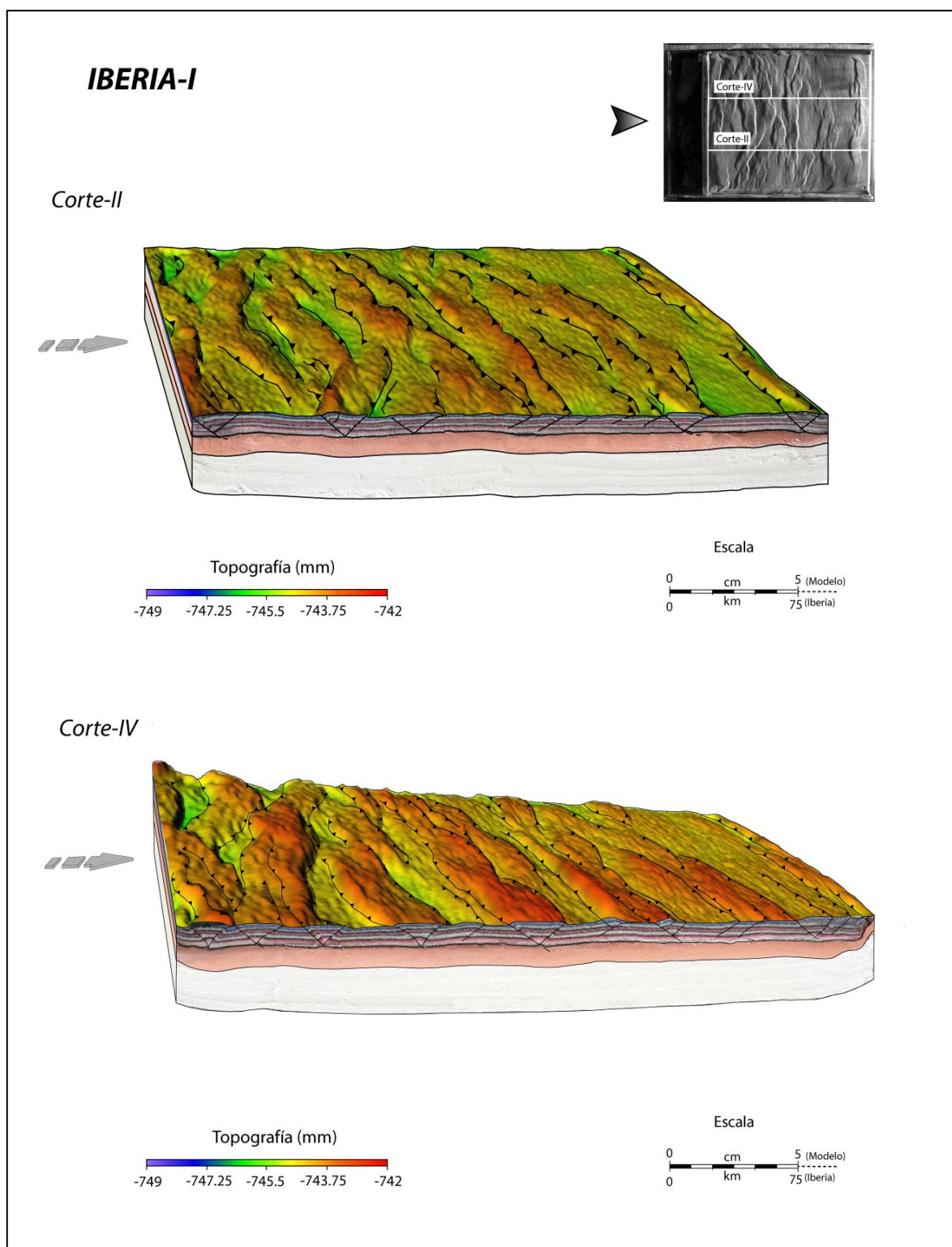
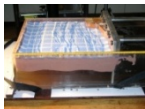


Fig. 43. Modelo de deformación y 3-D generado a partir del modelo digital obtenido mediante el escaneo de la superficie del modelo IBERIA-IV para tasas de acortamiento de 5, 10, 15 y 20%. Las flechas marcan la dirección de acortamiento.



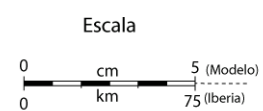
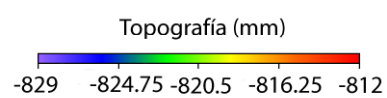
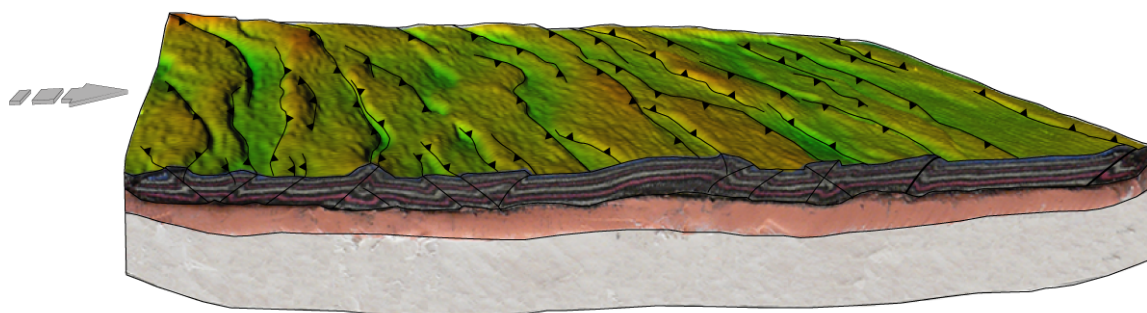
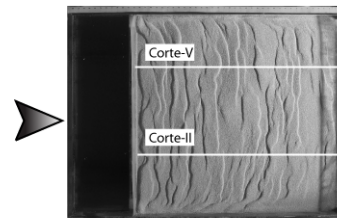
**Fig.44. Cortes seriados del modelo IBERIA-I. Las flechas marcan la dirección de acortamiento.**





## IBERIA-II

Corte-II



Corte-V

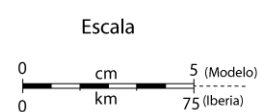
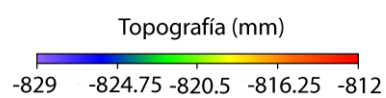
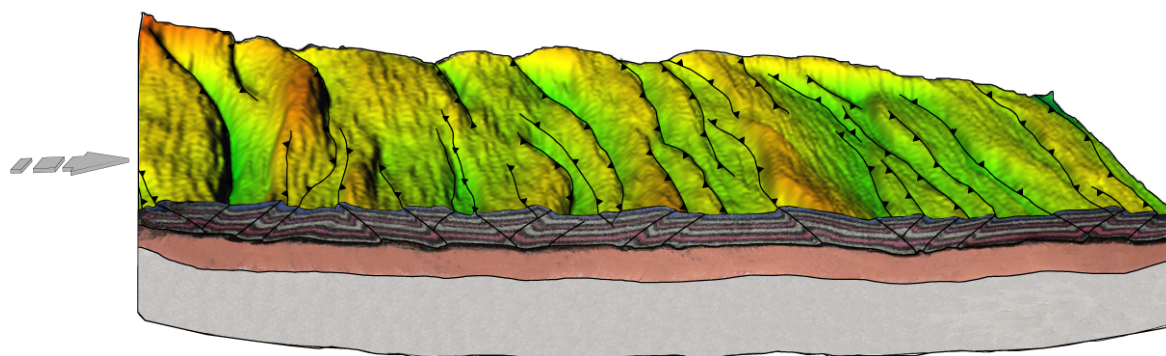
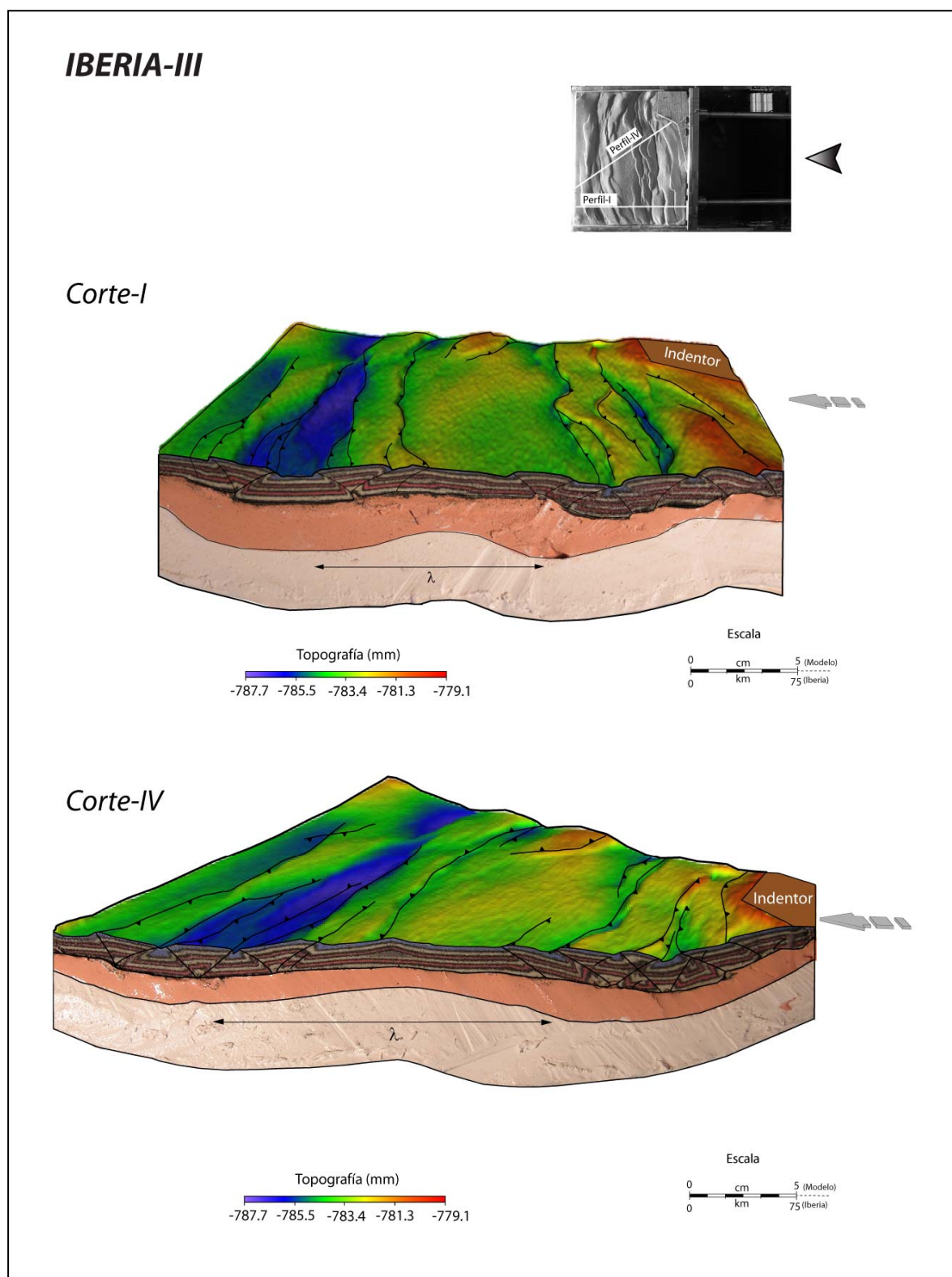
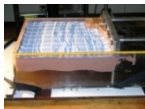


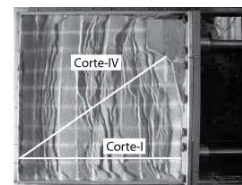
Fig.45. Cortes seriados del modelo IBERIA-II. Las flechas marcan la dirección de acortamiento.



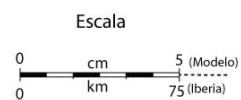
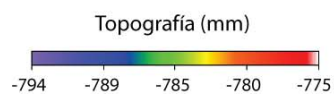
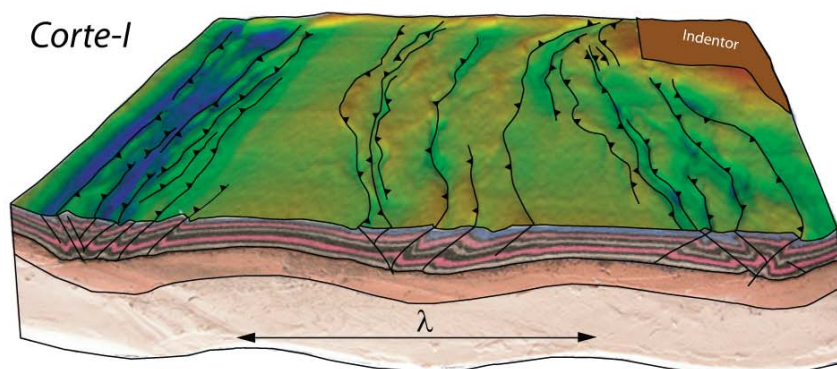
**Fig.46. Cortes seriados del modelo IBERIA-III. Las flechas marcan la dirección de acortamiento.**



## IBERIA-IV



Corte-I



Corte-IV

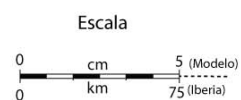
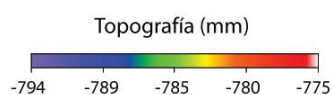
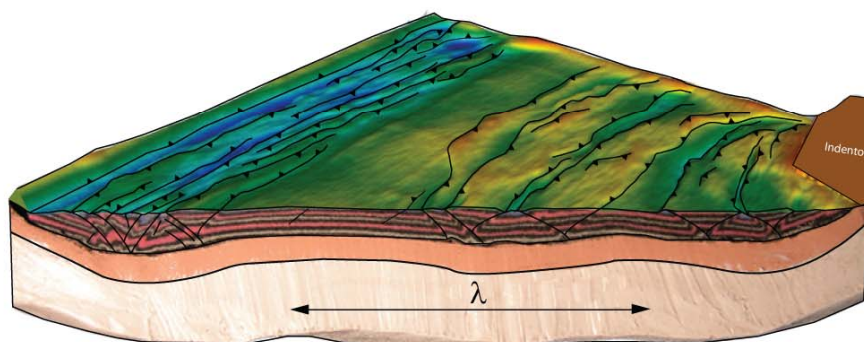


Fig.47. Cortes seriados del modelo IBERIA-IV. Las flechas marcan la dirección de acortamiento.